

---

# YERBİLİMLERİ

## Bulletin for Earth Sciences

---

Cilt / Volume 38 Sayı / No 2 Ağustos / August 2017

---

### Editörler Kurulu / Editorial Board

#### Baş Editör (Editor-in-Chief)

ELİF VAROL MURATÇAY

#### Editör (Editor)

OKAY ALTUN

İNAN ULUSOY

#### Yardımcı Editör (Assistant Editor)

NURETTİN ALPER TOPRAK

### Yayın Danışma Kurulu / Editorial Advisory Board (2016-2018)

Serdar Akyüz (İstanbul, Türkiye)  
Musa Alpaslan (Mersin, Türkiye)  
Ali İhsan Arol (Ankara, Türkiye)  
Mehmet Arslan (Trabzon, Türkiye)  
Faruk Aydın (Trabzon, Türkiye)  
Nurgül Balcı (İstanbul, Türkiye)  
Hakan Başarı (Perth, Avustralya)  
A. Tuğrul Başokur (Ankara, Türkiye)  
Hannes Bathke (Thuwal, S. Arabistan)  
Celal Serdar Bayarı (Ankara, Türkiye)  
Hasan Bayhan (Ankara, Türkiye)  
Erdin Bozkurt (Ankara, Türkiye)  
Osman Candan (İzmir, Türkiye)  
Namık Çağatay (İstanbul, Türkiye)  
Muazzez Çelik Karakaya (Konya, Türkiye)  
Attila Çiner (İstanbul, Türkiye)  
Ünal Dikmen (Ankara, Türkiye)  
Kadir Dirik (Ankara, Türkiye)  
Hakan Dündar (Ankara, Türkiye)  
Murat Ercanoğlu (Ankara, Türkiye)

Hasan Ergin (İstanbul, Türkiye)  
Gökhan Göktürkler (İzmir, Türkiye)  
Şengül Can Genç (İstanbul, Türkiye)  
Klaus Gessner (Perth, Avustralya)  
Nilgün Güleç (Ankara, Türkiye)  
Cüneyt Güler (Mersin, Türkiye)  
Emine Aysun Güney (İstanbul, Türkiye)  
Cahit Helvacı (İzmir, Türkiye)  
Yusuf Kağan Kadioğlu (Ankara, Türkiye)  
Doğan Kalafat (İstanbul, Türkiye)  
Orhan Karslı (Rize, Türkiye)  
Biltan Kürkçüoğlu (Ankara, Türkiye)  
Halim Mutlu (Ankara, Türkiye)  
Atike Nazik (Adana, Türkiye)  
Faruk Ocakoğlu (Eskişehir, Türkiye)  
Aral Okay (İstanbul, Türkiye)  
Mehmet Akif Sankaya (İstanbul, Türkiye)  
Gürol Seyitoğlu (Ankara, Türkiye)  
Harun Sönmez (Ankara, Türkiye)

Hasan Sözbilir (İzmir, Türkiye)  
Şevket Şen (Paris, Fransa)  
Sabri Bülent Tank (İstanbul, Türkiye)  
Orhan Tatar (Sivas, Türkiye)  
Abidin Temel (Ankara, Türkiye)  
Erhan Tercan (Ankara, Türkiye)  
Cemal Tunoğlu (Ankara, Türkiye)  
Okan Tüysüz (İstanbul, Türkiye)  
Timur Ustaömer (İstanbul, Türkiye)  
Ulvi Can Ünlügenç (Adana, Türkiye)  
Bahtiyar Ünver (Ankara, Türkiye)  
Keith T. Weber (Idaho, Amerika)  
Hubert Whitechurch (Strasbourg, Fransa)  
Hüseyin Yalçın (Sivas, Türkiye)  
Mustafa Gürhan Yalçın (Antalya, Türkiye)  
Namık Yalçın (İstanbul, Türkiye)  
Ali Bahadır Yavuz (İzmir, Türkiye)  
Sabah Yılmaz Şahin (İstanbul, Türkiye)  
Galip Yüce (Ankara, Türkiye)

**YERBİLİMLERİ Dergisi makale dizin ve özleri;**

Bibliography of Economic Geology, Compendex, Elsevier BIOBASE, EMBASE, EMBiology, FLUIDEX, Geoarchive, GEOBASE, Geological Abstracts, Geoscience Documentation, GeoSEARCH, Geotitles, HydroROM, Hydrotitles, Marine - Oceanographic & Freshwater Resources, SCOPUS Water Resources Abstracts (Cambridge Scientific Abstracts), World Textiles, Zoological Record, ULAKBİM ve Directory of Open Access Journal veri tabanında yer almaktadır.

***YERBİLİMLERİ is indexed or abstracted in***

*Bibliography of Economic Geology, Compendex, Elsevier BIOBASE, EMBASE, EMBiology, FLUIDEX, Geoarchive, GEOBASE, Geological Abstracts, Geoscience Documentation, GeoSEARCH, Geotitles, HydroROM, Hydrotitles, Marine - Oceanographic & Freshwater Resources, SCOPUS, Water Resources Abstracts (Cambridge Scientific Abstracts), World Textiles, Zoological Record, ULAKBİM and Directory of Open Access Journal databases.*

**ISSN 1301-2894**

**Kapak**

Tasarım : Yağmur İNAL EMİROĞLU  
Fotoğrafi Çeken : Abidin TEMEL  
Avanos (Nevşehir) TÜRKİYE

**Cover**

Design : Yağmur İNAL EMİROĞLU  
Photographed by Abidin TEMEL  
Avanos (Nevşehir) TURKEY

**Yayın Türü (Publication type):** Yaygın Süreli Yayın

**Baskı (Printed by):** Hacettepe Üniversitesi Hastaneleri Basımevi, 06100, Sıhhiye-Ankara

Tel.: +90 312 310 97 90

**Baskı Tarihi (Date of Print):** ???.?.2017

# YERBİLİMLERİ

## Bulletin for Earth Sciences

Cilt / Volume 38 Sayı / No 2 Ağustos / August 2017

### İÇİNDEKİLER CONTENTS

**Doğu Marmara Bölgesinin Moho Derinliklerinin Gravimetrik ve İzostazik Yöntemlerle Kestirimi ve Kabuk Denge Analizleri / Estimation of Moho Depths of the Eastern Marmara Region with Gravimetric and Isostatic Methods and Analysis of Crustal Compensation**  
**Tuba SÖNMEZ, Bülent ORUÇ** .....115

**Kayaçlarda Farklı Ölçüm Teknikleri ile Belirlenen Boyuna Dalga Hızlarının Değerlendirilmesi / Evaluation of Ultrasonic P-Wave Velocities Determined by Different Measurement Techniques in Rock**  
**Hakan ERSOY, Murat KARAHAN, Ali Erden BABACAN, Muhammet Oğuz SÜNNETÇİ** .....129

**Hisarlıdağ (Enez-Trakya) Volkanizması Ortaç ve Asidik Kayaçlarının Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri / Geochemical and Petrologic Properties of Intermediate and Acidic Rocks of Hisarlıdağ (Enez-Trakya)Volcanism**  
**Aykut GÜÇTEKİN** .....141

**Assessment of Rockfall Hazard on Steep Slopes: Ermenek (Karaman, Turkey) / Dik Yamaçlardaki Kaya Düşme Tehlikesinin Değerlendirilmesi: Ermenek (Karaman, Türkiye)**  
**Hidayet TAGA, Kıvanç ZORLU** .....161

**Kabaran Yataklı Ayırıcı ile Farklı Minerallerin Zenginleştirilmesi / Beneficiation Studies of Different Minerals by Using Teetered Bed Separator**  
**Özgür ÖZCAN** .....179

**Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Civarındaki Güncel Deprem Aktivitesinin Bölgesel ve Zamana Bağlı Analizleri / Regional and Temporal Analyses of the Current Earthquake Activity in and around the North Anatolian Fault Zone**  
**Serkan ÖZTÜRK** ..... 193



## Doğu Marmara Bölgesinin Moho Derinliklerinin Gravimetrik ve İzostazik Yöntemlerle Kestirimi ve Kabuk Denge Analizleri

### *Estimation of Moho Depths of the Eastern Marmara Region with Gravimetric and Isostatic Methods and Analysis of Crustal Compensation*

TUBA SÖNMEZ<sup>1\*</sup>, BÜLENT ORUÇ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 41380 İzmit

Geliş (received) : 26 Eylül (September) 2016

Kabul (accepted) : 17 Mart (March) 2017

#### ÖZ

Doğu Marmara bölgesi tektonik olarak aktif bir bölgedir. Bununla birlikte bölgenin sismik aktivitesinin kuzey kesiminde yüksek olmasına karşın güney kesiminde çok düşük olması dikkat çekmektedir. Bu çalışmada sismik aktivite farklılıklarının sebepleri güncel küresel veri seti olan EGM08 Bouguer anomalileri ve izostazik analizlerle araştırılmıştır. Çalışmada öncelikle kabuk ve litosferik manto arasındaki sınıra (Moho) ait anomalilerin dalga boyları ortaya çıkarılmıştır. Moho'dan kaynaklanan anomalilerin ters çözümünden Doğu Marmara bölgesinin Moho geometrisi (gravimetrik Moho) üç boyutlu olarak kestirilmiştir. Son olarak düşey yüklere karşı bölgesel izostazik tepkiye bağlı olarak hesaplanan izostazik Moho ile gravimetrik Moho arasındaki farklardan kabuk denge oranları haritalanmıştır. Kabuk denge oranları, yerkabuğunun tektonik kuvvetlere karşı gösterdiği tepkinin bir ölçüsü olarak, sismik aktivitenin yüksek veya düşük olmasına yönelik sebeplerle ilgili yeni ve etkin analizler yapılmasına olanak sağlar.

EGM08 Bouguer anomalilerinin radyal ortalamalı genlik spektrumundan Moho sınırının ortalama derinliği 35 km olarak elde edilmiştir. Aynı zamanda Moho sınırına ait dalga boylarına göre band geçişli süzgeçleme işlemi uygulanarak sınıra ait anomaliler belirlenmiştir. Parker-Oldenburg gravite ters çözüm algoritması kullanılarak Moho ondülasyonu üç boyutlu olarak kestirilmiştir. Gravimetrik Moho derinlikleri 31-39 km aralığında değişmektedir. Düşey yüklerden kaynaklanan kabuk bükülmesini temsil eden izostazik Moho derinlikleri de aynı aralıklarda değişmekle birlikte, her iki mophonun geometrik yapısında yer yer farklılıklar gözlenir. Bu çalışmayla, Moho geometrileri arasındaki farklara göre yüzde olarak ifade edilen kabuk denge oranları hesaplanmıştır. Sismik aktivitenin çok az olduğu güney kesiminde aşırı dengelenme (%100-115) ve çok yüksek olduğu kuzey kesiminde ise düşük denge oranları (%75-100) gözlenmiştir. Sismik aktivitenin az olduğu Doğu Marmara bölgesinin güney kesiminde izostazik dengelenme ve aşırı dengelenme oranları gözlenmektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Depremsellik, Doğu Marmara, EGM08 gravite anomalileri, İzostazi, Kabuk Denge Oranı, Moho.

#### ABSTRACT

*The Eastern Marmara is a tectonically active region. However, the seismic activity of the region is high in the northern part and very low in the southern part. In this study, the reason of the seismic activity differences were investigated with EGM08 Bouguer anomalies and isostatic analyses. Firstly, the wavelengths of the anomalies belonging to the boundary between the crust and the lithospheric mantle (Moho) are revealed. The Moho geometry of the Eastern Marmara region in three dimensions from the inversion of the anomaly originating from Moho has been estimated. And finally determine the isostatic compensation rates from the differences between isostatic Moho based on the regional isostatic response from the vertical loading and gravimetric Moho. Crustal compensation rates are a measure of the response of the earth's crust against tectonic forces. From this point of view, it allows new and effective analyzes of the reasons for high or low seismic activity.*

*The mean depth of this boundary was obtained as 35 km from the radially averaged amplitude spectra of EGM08 Bouguer anomalies. At the same time, anomalies belonging to the Moho boundary were determined from the band-pass filtering process according to the relevant cut-off wavelengths. Gravimetric Moho's undulation is then estimated in three dimensions by using the Parker-Oldenburg inversion algorithm and vary in the range of 31 and 39 km. Furthermore, the isostatic Moho representing crust bending due only to vertical loads is estimated with the same depth intervals. However, we observe some differences in Moho*

\* T.Sönmez

e-posta: tubasonmez89@gmail.com

*variations for both model. The differences between Moho depths obtained from these two different methods provide information on crustal compensating. Crustal compensating rates vary between 75% and 115%. Excessive compensation (100-115%) in the southern part, where seismic activity is very low, and low equilibrium rates (75-100%) in the northern part, which is very high. We observe isostatic compensation and overcompensation in the southern part of the East Marmara region where there is little earthquake activity.*

**Keywords:** Seismicity, Eastern Marmara, EGM08 gravity anomaly, Isostasy, Crustal Compensation Ratio, Moho.

## GİRİŞ

Litosfer üzerinde etkili olan yanal ve düşey yükler litosfer deformasyonuna neden olurlar. Bu türden kuvvetlere karşı litosferin ne ölçüde tepki verdiğinin araştırılması, uzun periyotlu tektonik süreçler ve kısa periyotlu sismik aktiviteler arasındaki ilişkilerin ortaya çıkarılması açısından önemlidir. Bu amaçla kabuk dengelenmesine yönelik ayrıntılı izostazik modelleme çalışmaları yapılmalıdır. Yerkürenin rijit ve kırılan olan litosfer katmanı, zayıf astenosfer üzerinde basınçların eşitliği kuramına göre denge durumuna geçme eğilimindedir. Bu özellik aynı zamanda levha tektoniğinin temelini teşkil eder (Barrell, 1914). Vening-Meinesz (1939) bölgesel izostazi modelini geliştirerek kabuğun Airy modelinde önerilen yerel köklerin yerine, elastik özelliklerine bağlı olarak bölgesel ölçekte kökler geliştirdiğini ileri sürmüştür. Jeffreys (1976) aynı şekilde litosferin milyonlarca yıllık jeolojik süreçler boyunca uzun dalga boylu topografik yüklerle karşı izostazik anlamda tepki gösterdiğini ortaya koymuştur. Kabuk ve manto arasındaki sınırın (Moho) değişim karakteristiği tektonik süreçlerin anlaşılmasında önemli bilgiler sunar. Moho derinliklerinin belirlenmesinde birçok jeofizik yöntem bulunmaktadır. Bu yöntemlerden en yaygın olanı sınır değişimlerine duyarlı çözümler sunan gravite yöntemidir. Buna göre Moho'nun güncel gravite verilerinden hareketle ters çözüm algoritmaları kullanılarak modellenmesi durumunda gravimetrik Moho ve yalnızca düşey yüklerin ortaya çıkardığı bükülme geometrisinin modellenmesi durumunda ise izostazik Moho elde edilmektedir. Bott (1971) izostazik Moho ve gravimetrik Moho arasındaki farkların yüzde sapmalarına göre izostazik denge oranlarını hesaplamıştır. Bu durumda izostazik denge oranları çalışılan bölgenin kabuk denge özelliklerine yönelik bilgiler sunmaktadır. Özellikle bölgenin sismik aktivitenin yüksek ve düşük olarak geliştiği bölgelerin tektonik süreçlerinin anlaşılmasında ilginç ve önemli bilgiler sunabilir. Watts (2001) dağ kuşakları gibi yüzey yüklerinin litosferin rijit bölgesiyle desteklendiğini ve üst kabuğun ise kırılğan özellik gösterdiğini ileri sürmüştür. Anadolu levhasının

kabuk yapısına yönelik olarak gravite verilerinin modellenmesine dayalı bazı çalışmalar yürütülmüştür. Pamukçu ve Yurdakul (2008) Batı Anadolu Bölgesi'nin gravite anomalileri ve topoğrafya verileri arasındaki izostazik girişim ve uyum tepkilerinden ortalama efektif elastik kalınlığı ve kabuk dengelenme mekanizmalarının bölgesel sismik aktive ile olan ilişkilerini ortaya koymuştur. Pamukçu ve Akçığ (2011) Doğu Anadolu bölgesinin kabuk yapısı, efektif elastik kalınlığı ve sismojenik zon arasındaki ilişkileri çıkarmıştır.

Doğu Marmara bölgesi Anadolu levhası içerisinde Kuzey Anadolu Fay Zonunun (KAFZ) kuzey ve güney kollarının geçtiği ve sismik aktivitelerin yoğun olarak gözlemlendiği bir bölgedir. Bununla birlikte bölgenin güney kesiminde sismik boşluk olarak tanımlanabilecek yerler bulunmaktadır. Bu açıdan bölge içerisinde en ilgi çeken kesim Geyve basenidir. Baseni sınırlayan fay zonu Koçyiğit (1988) tarafından Geyve Fay Zonu (GFZ) olarak isimlendirilmiştir. GFZ uzun dönemler boyunca durağanlığını korumakta ve sismik boşluk bölgesi olarak tanımlanmaktadır. GFZ'nin gelecekteki deprem potansiyelini belirlemek amacıyla çeşitli araştırmacılar farklı yöntemlerle araştırma yapmışlardır (Toksöz vd., 1979; Honkura vd., 1985; Çağlar ve Avşar, 2005).

Sismik aktivitenin yüksek ve düşük olduğu bölgelerin izostazik yorumlanması bölgesel tektonizmanın anlaşılmasında yararlı bir işlemdir. Buna göre Wang vd. (2009) ve Deng vd. (2014) sismik aktivite artışının yer kabuğunda oluşan aşırı dengelenmeye bağlı olduğunu, az dengelenmenin ise sismik aktivite azalmasına karşılık geldiğini ileri sürmüştür. Bu çalışmanın temeli Moho kestirimlerine bağlı olarak kabuk denge oranlarının haritalanması ve bölgesel sismik aktivite ile ilişkilendirilmesine dayanır. Böylece Doğu Marmara bölgesi içinden geçen KAFZ'nin kuzey ve güney kolları arasındaki sismik aktivite farklarının nedenleri gravimetrik ve izostazik olarak araştırılmıştır. Bu amaçla gravimetrik Moho kestirimi için yer elipsoidinin 2008 yılına ait küresel harmonik katsayılarına ve çeşitli kaynaklardan derlenen verilerine göre (Pavlis vd., 2008; Pavlis vd., 2012), CGMW (Comission for the

Geological Map of the World) tarafından 2012 yılında yayınlanmış olan EGM08 Bouguer anomalileri kullanılmıştır. İzostazik Moho kestirimi için gerekli olan ve düşey yükleri temsil eden topoğrafya verileri ise 30'' çözünürlüklü küresel sayısal yükseklik modelinden (GTOPO30) elde edilmiştir (USGS, 1998).

## **DOĞU MARMARA BÖLGESİNİN GENEL TEKTONİK YAPISI**

Kuzey Anadolu Fay Zonu, Doğu Marmara bölgesinde yaklaşık 120 km uzunluğunda ve doğru atımlı sağ yönlü olarak karakterize edilir. Şekil 1'de görüldüğü gibi KAFZ kuzey ve güney kollarına ayrılmaktadır. Kuzey kol Sapanca ve Armutlu yarımadasının kuzey kenarını izleyerek Saros körfezinden Ege Denizine doğru, güney kol ise Geyve, Mekece, İznik civarından geçerek daha batıda Bandırma ve daha sonra Biga yarımadasını izleyerek Ege Denizi içlerine doğru uzanır (Karaman, 2006). Doğu Marmara bölgesinde yakın zamanda meydana gelen Gölcük ve Düzce depremleri bölgenin tektonik olarak ne kadar aktif ve deprem riskinin ne kadar büyük olduğunu acı bir şekilde ortaya koymuştur. Tektonik çizgiselliklere dikkat edilirse 1999 Gölcük ve Düzce depremleri sonucunda ortaya çıkan yüzey kırıkları Akyazı civarında Almacık ve Armutlu bloklarını kuzey ve güneyden ayırmaktadır.

## **EGM08 BOUGUER ANOMALİLERİ VE GTOPO30 TOPOĞRAFYA VERİLERİ**

EGM08 Bouguer gravite verileri, CGMW (Commission for the Geological Map of the World) ve UNESCO işbirliğiyle 2008 yılı başlarında oluşturulan WGM (World Gravity Map) projesinin bir sonucudur. WGM projesi UNESCO'nun desteği altındaki Uluslararası Jeodezi birliğine (IAG) bağlı Uluslararası Gravite Alanı Servisinin (IGFS) bir merkezi olan BGI (Bureau Gravimetric International) tarafından yürütülmüştür. Projede öncelikle Serbest hava ve Bouguer gravite verileri kara, hava ve deniz ölçümlerini ve son yıllarda yapılan küresel ve bölgesel ölçümlerinin arşiv bilgileri derlenmiştir. Daha sonra 5'x5' aralıklarda yerkürenin topoğrafya ve batimetri veri tabanından da yararlanılarak ultra yüksek dereceli küresel harmoniklerle Bouguer anomali grid verileri 1 mGal duyarlılığında belirlenerek yayınlanmıştır (Pavlis vd., 2008; Pavlis vd., 2012). Doğu Marmara bölgesi gibi Anadolu levhasının sismik aktivitesi yüksek olan bir bölgesinde yer dinamiklerine bağlı olarak yoğunluk değişimlerinin

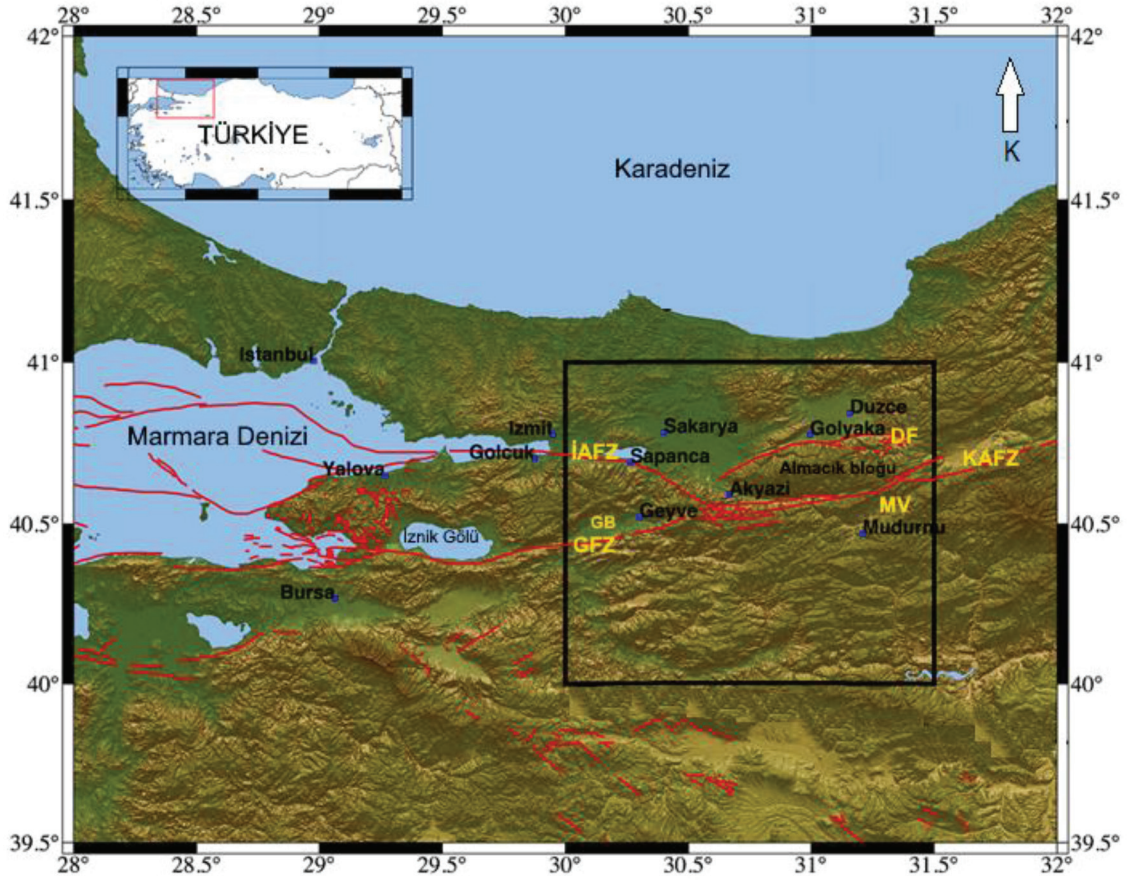
kestirimi önem kazanır. Bu nedenle güncel bir veri olan EGM08 Bouguer verisinin, Anadolu levhasının önemli bir bölgesi olan Doğu Marmara'nın izostazik denge durumunun anlaşılmasında katkı sağlayacağı açıktır. Bu çalışmada Doğu Marmara'nın 40°00'00"-41°00'00" Kuzey enlemleri ve 30°00'00"-31°30'00" Doğu boylamları arasındaki alanını kapsayan bölgesinde EGM08 Bouguer anomalileri derlenmiştir (Şekil 2a). Şekil 2b'de ise topoğrafya verileri 30''çözünürlüklü GTOPO30 küresel sayısal yükseklik modelinden elde edilmiştir (USGS, 1998).

Şekil 2a ve Şekil 2b'de görüldüğü gibi Bouguer anomalileri ile topoğrafya verileri arasında ters bir ilişki gözlenmektedir (Sönmez, 2015). Diğer bir deyişle topoğrafya verileri Bouguer anomalilerinin ters bir yansıması gibi görülmektedir. Bouguer anomali haritası yüksek dağ kesimlerinde güçlü negatif anomaliler ve alçak kesimlerde ise pozitif anomalilerle temsil edilmektedir. Pozitif anomaliler çalışma sahasının kuzey kesiminde ve doğu-batı yönlü olarak dar bir bölgede toplanmaktadır. Negatif anomaliler ise sahanın özellikle güney doğu kesiminden güney batı kesimine doğru belirgin bir şekilde trend göstermektedir. Dağ kökleri, kıtasal kabuk yoğunluğunun litosferik manto yoğunluğundan daha düşük olması nedeniyle bölgesel ölçekte gelişen negatif yoğunluk farkı bölgelerini temsil eder. Böylece güçlü negatif anomalilerin kaynağı söz konusu yoğunluk farkı bölgeleridir. Bu durumda Doğu Marmara bölgesi içerisinde izostazik analizlerin önem kazandığı anlaşılır.

Bouguer anomalileri içerisinde farklı derinlik ve boyutlarda anomali kaynaklarının etkileri birlikte bulunur. Bouguer anomalileri içerisinde farklı dalga boylarında veriler birlikte yer almaktadır. Esas olarak bu dalga boyları kısa, orta ve uzun dalga boyları olarak sınıflandırılabilir. Temel kaya sınırı, Moho ve litosfer-asenosfer sınırı (LAS) gibi derin arayüzey sınırları uzun dalga boylu veriler içerirler. Bu işlem için en yaygın yöntem radyal ortalamalı doğal logaritmik genlik spektrumunun hesaplanmasıdır.

## **EGM08 Bouguer Anomalilerinin Spektral Analizi ve Süzgeçleme**

Bouguer anomalilerinden derin arayüzey sınırlarının "ortalama" derinliklerinin kestirimi dalga sayısının bir fonksiyonu olarak radyal ortalamalı doğal logaritmik genlik spektrumuyla yapılabilir (Bhattacharyya, 1967; Spector ve Grant 1970; Blakely, 1996). Gravite anomalilerinin spektral analizi gravite verilerinin uzunluk



Şekil 1. Doğu Marmara bölgesinde yer alan çalışma alanı. KAFZ'ın kuzey ve güney kolları Maden Tetkik Arama (MTA) kurumu tarafından sunulan güncel fay haritasından (Saroglu vd., 1992) derlenmiştir. (IAFZ: İzmit-Adapazarı Fay Zonu, DF: Düzce Fayı, MV: Mudurnu Vadisi, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, GB: Geyve Baseni, GFZ: Geyve Fay Zonu)

Figure 1. The study area located in East Marmara region. The northern and southern strand of North Anatolian Fault Zone (NAFZ) have been compiled from the actual fault map provided by General Directorate of Mineral Research and Exploration (Saroglu et al., 1992). (IAFZ: Izmit-Adapazarı Fault Zone, DF: Düzce Fault, MV: Mudurnu Valley, KAFZ: North Anatolian Fault Zone, GB: Geyve Basin, GFZ: Geyve Fault Zone)

ortamından dalga sayısı ortamına dönüştürülmesi ile elde edilir. Bu amaçla iki boyutlu hızlı Fourier dönüşümü uygulanır.

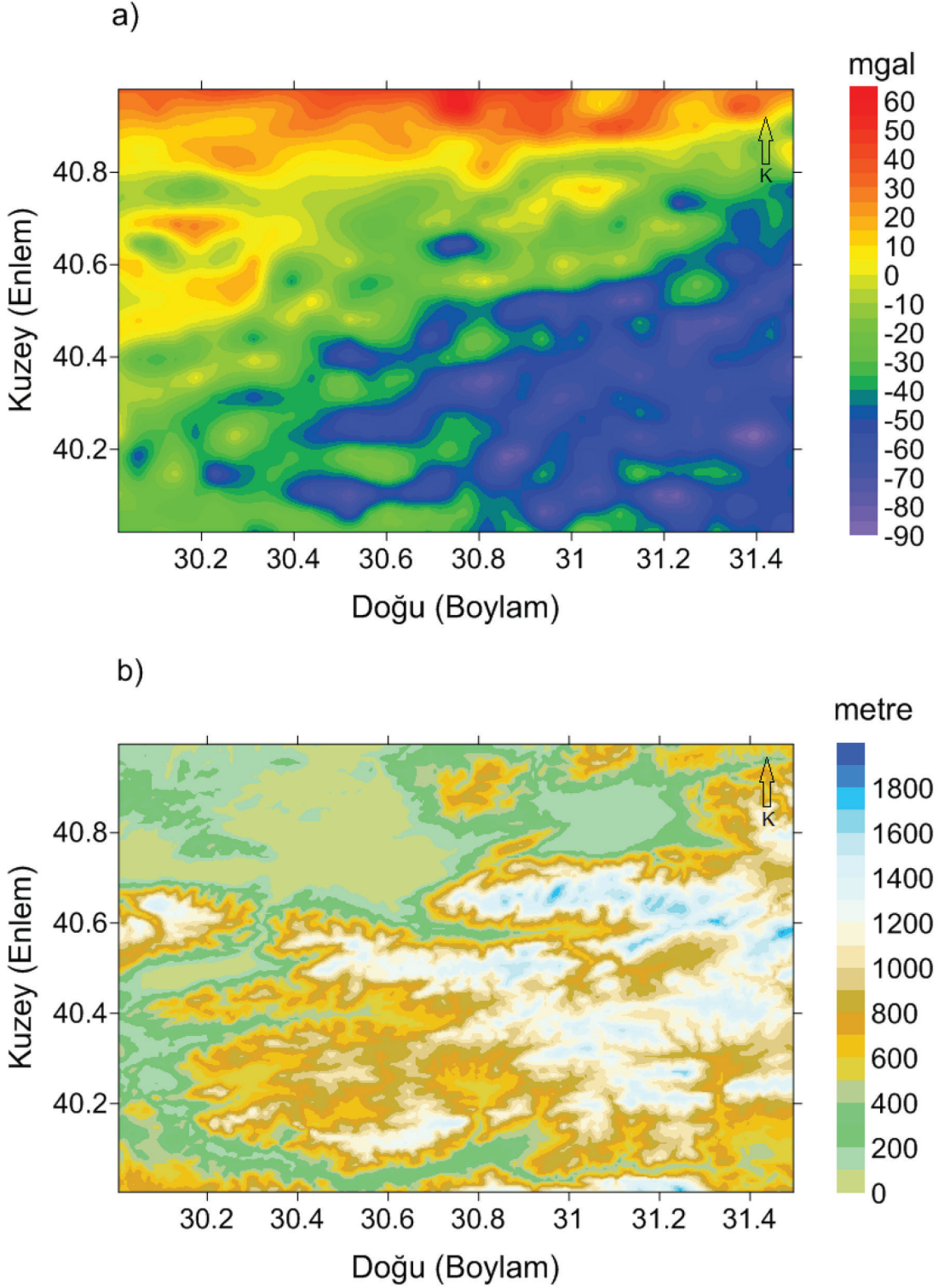
Şekil 2a'daki Bouguer anomali haritası Krigging yöntemiyle  $0.008^\circ$  aralıkla gridlenerek çizilmiştir (Sönmez, 2015). Ayırık Bouguer anomali değerlerinin doğal logaritmik genlik spektrumu hesaplanarak anomali haritasının dalga sayısı içeriği belirlenmiştir ve beş farklı eğimde doğru parçası saptanmıştır (Şekil 3). Ortalama Moho derinliğine ait olan ikinci (P2) doğru parçasının değişim noktalarından kritik dalga sayıları  $kc_1=0.083$  rad/km ve  $kc_2=0.148$  rad/km olarak belirlenmiştir. Doğru parçalarının eğimlerinden derin ara-yüzey sınırlarının ortalama derinlikleri sırasıyla  $z_1=51$

km (LAS derinliği),  $z_2=35$  km (Moho derinliği),  $z_3=5$  km (temel kaya derinliği) ve  $z_4=2.7$  km (temel kaya içinde sıkı sediment ortamının derinliği) ve  $z_5=1.4$  km (temel kaya içinde gevşek sediment ortamının derinliği) olarak bulunmuştur (Sönmez, 2015).

#### Parker-Oldenburg Algoritmasıyla Gravimetrik Moho Derinlikleri

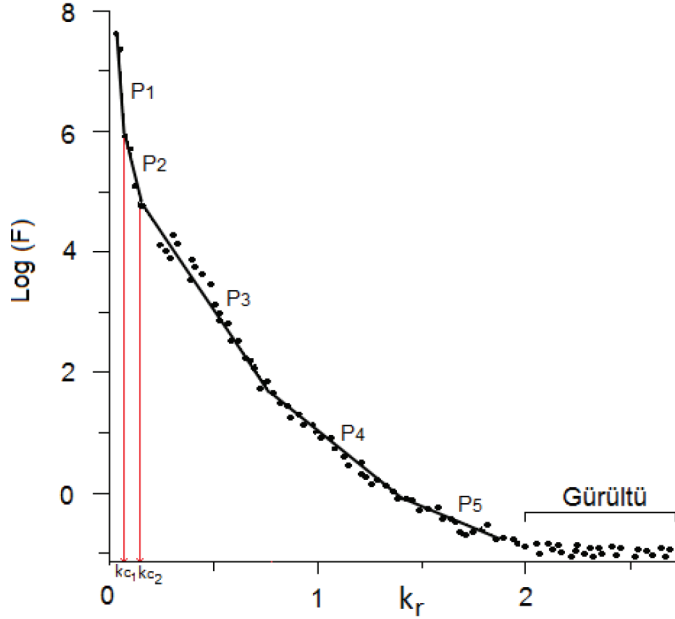
Parker-Oldenburg yöntemi gravite anomalisinin Fourier dönüşümü ile ara yüzey sınırının Fourier dönüşümünün toplamı arasındaki ilişkiye dayalıdır. Bu yöntemde iki homojen ortamı ayıran sınırın üç boyutlu geometrisi ortalama derinlik (referans derinliği) ve yoğunluk farkı ön bilgileriyle yinelemeli olarak kesti-





Şekil 2. a) Çalışma alanının, Dünya Gravite Haritasından (Pavlis vd., 2008) 5'x5' çözünürlükte derlenen EGM08 Bouguer anomalileri. b) Çalışma alanının, USGS (1998)'den derlenen 30'' çözünürlüklü GTOPO30 yükseklik verileri (Sönmez, 2015).

Figure 2. a) EGM08 Bouguer anomalies of the study area, compiled at 5'x5' resolution from The World Gravity MAP (Pavlis et al., 2008). b) GTOPO30 topography data of the study area, compiled with a grid spacing of 30 arc second from USGS (1998) (Sönmez, 2015).



Şekil 3. EGM08 Bouguer anomalilerinin radyal ortalama logaritmik genlik spektrumu. Yoğunluk ara yüzey sınırlarının ortalama derinlikleri, spektrumun doğru parçalarının eğiminden bulunur. Kritik dalga sayıları ( $k_c$ ), Bouguer anomalileri içindeki farklı dalga boylarını ayırır. Bu çalışmada ele alınan ve ortalama derinliği 35 km olan Moho süreksizliğinden kaynaklanan anomalilerin dalga boyları,  $k_{c1}=0.083$  rad/km (75.70 km) ve  $k_{c2}=0.148$  rad/km (42.45 km) dalga sayılarına karşılık gelir (Sönmez, 2015).

Figure 3. A radially averaged logarithmic amplitude spectrum of EGM08 Bouguer anomalies. The mean depth of the density interfaces is estimated from the slope of the logarithm of the straight lines of the spectrum. The critical wavenumbers ( $k_c$ ) separate different wavelengths in Bouguer anomalies. The wavelengths coming from Moho undulation with mean depth of 35 km correspond to wavenumbers of  $k_{c1}=0.083$  rad/km (75.70 km) ve  $k_{c2}=0.148$  rad/km (42.45 km) (Sönmez, 2015).

rilir. Parker (1973) tarafından gelişigüzel şekilli sınırlı gravite anomalisi,

$$\Delta g(x,y)=F^{-1}\left\{2\pi G\Delta\rho e^{-z_0\sqrt{(k_x^2+k_y^2)}}\sum_{n=1}^{\infty}\frac{|k|^{n-1}}{n!}F[h^n(x,y)]\right\} \quad (1)$$

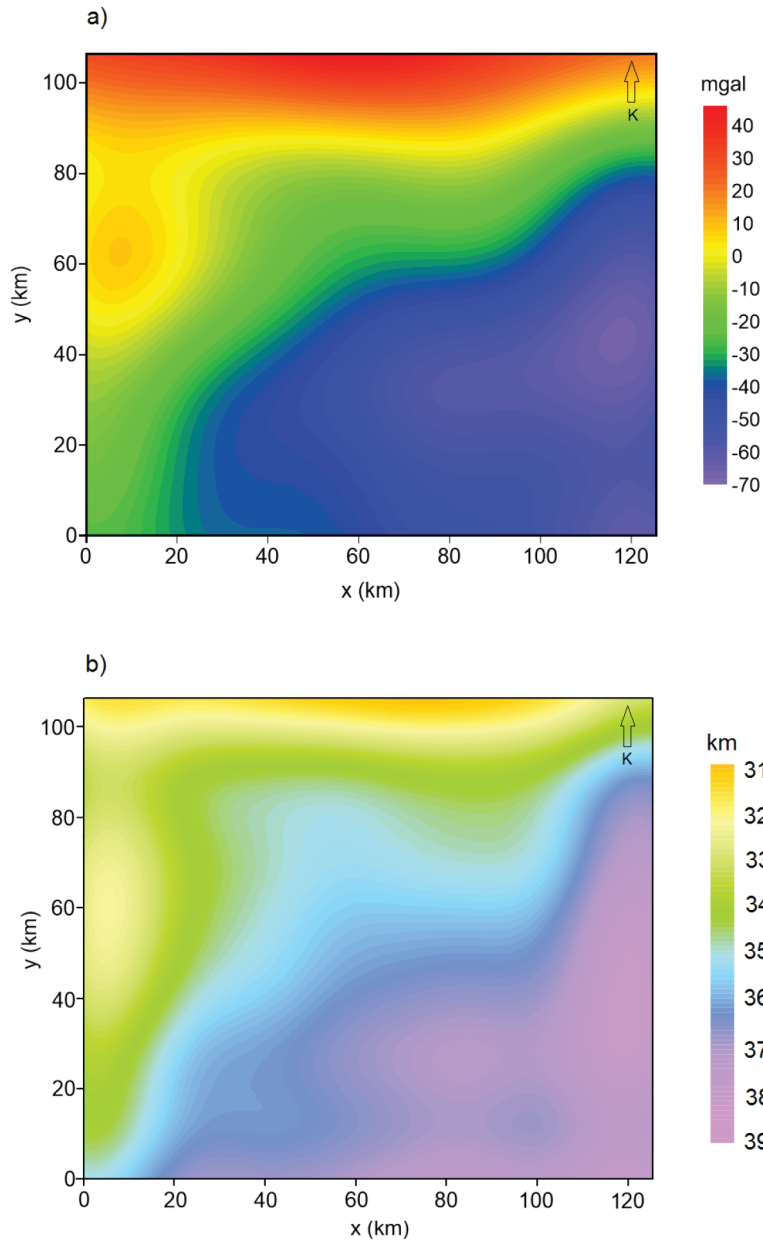
olarak verilir. Burada  $G$  evrensel gravite sabiti,  $\Delta\rho$  yoğunluk farkı,  $h(x,y)$  sınır derinlikleri,  $k_x$  ve  $k_y$  sırasıyla  $x$  ve  $y$  doğrultulu dalga sayıları,  $n$  ondülasyon derecesi ve  $F^{-1}$  ters Fourier dönüşümüdür. Gravite anomalilerinden hareketle sınır ondülasyonunun ters çözümü için Oldenburg (1974) tarafından,

$$h(x,y)=F^{-1}\left\{\frac{F[\Delta g(x,y)]e^{-z_0\sqrt{(k_x^2+k_y^2)}}}{2\pi G\Delta\rho}-\sum_{n=2}^{\infty}\frac{|k|^{n-1}}{n!}F[h^n(x,y)]\right\} \quad (2)$$

eşitliği verilmiştir. Bu bağıntıyla bir ters problem çözümü olarak gravite anomalileri  $g(x,y)$ 'den hareketle sınırın  $h(x,y)$  ondülasyonları kestirilebilir. Yinelemele-re başlamak için öncelikle parantez içindeki sınır derinlikleri  $h(x,y)=0$  kabul edilir ve Denklem (2)'den yeni derinlikler kestirilir. Yeni derinlikler parantez içi  $h(x,y)$  terimi ile yer değiştirerek yinelemelere devam edilir. Yinelemeler ard arda iki yineleme sonunda kestirilen

$h(x,y)$  derinlikleri arasındaki RMS hatalarının sıfıra yakın bir yakınsama kriterinden küçük olmasına veya önceden tanımlı bir yineleme sayısına kadar sürdürülür. Son modelden gravite anomalileri hesaplanır. Yöntem yüksek dalga sayılarında duraysız çözümler üretebileceğinden, Gomez-Ortiz ve Agarval (2005) algoritma içine bu tür sinyalleri bastıran band geçişli süzgeç eklemiştir.

Oruç ve Sönmez (2017) tarafından Doğu Marmara bölgesi EGM08 Bouguer anomalilerinin band geçişli süzgeçlenmiş verilerine (Şekil 4a) Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasının uygulanmasıyla elde edilen Moho derinlik haritası Şekil 4b'de gösterilmiştir. Modellenen Moho yapısının yoğunluk farkı  $-0.5$  gr/cm<sup>3</sup>, ortalama Moho derinliği Şekil 3'deki spektrumdan 35 km olarak alınmıştır. Doğu Marmara'nın en sığ Moho derinliği 31 km en derin kesimi ise yaklaşık 39 km olarak kestirilmiştir (Oruç ve Sönmez, 2017). Moho derinlikleri, Bekler vd. (2005) tarafından İzmit körfezi civarında yapılan kontrollü sismik kaynak çalışmasından bulunan 32-35 km derinlik değerleriyle



Şekil 4. a) Moho'dan kaynaklanan dalga boylarına göre band geçişli süzgeçleme ile elde edilen gravite anomali haritası b) Band geçişli süzgeçleme ile elde edilen gravite anomalisinin Parker-Oldenburg yöntemiyle ters çözümü ve Moho ondülasyonunun modellenmesi (Oruç ve Sönmez, 2017).

Figure 4. a) Gravity anomaly map obtained from band-pass filtering with wavelengths caused by Moho. b) Inverse solution of gravity anomaly with band-pass filtering process using Parker-Oldenburg algorithm and modeling of Moho undulation (Oruç and Sönmez, 2017).

uyumludur. Gravimetrik Moho modelinde ilginç özellikler gözlenmektedir. Bölgenin orta kesiminden itibaren kuzeyden güneye doğru derinliklerde ani artışlar gözlenmektedir. Bununla birlikte Moho geometrisi, bölgenin doğu ve batı sınır bölgelerinde kuzey-güney yönlü gelişen ondülasyonlarla karakterize edilmekte-

dir. Moho'nun geometrik yapısıyla bölgenin tektonik çizgisellikleri arasında da yakın ilişkiler gözlenmektedir. KAFZ'ın kuzey kolunun Moho'nun en sığ kesimi üzerinde ve güney kolunun ise Moho'nun derinleşmeye başladığı kesimler üzerinde yer alması dikkat çekmektedir. Şekil 1'deki KAFZ'ın kuzey ve güney

kollarının uzanımlarına dikkat edildiğinde, bu uzanımlarla Şekil 4b'deki Moho derinlik değişimleri arasında genel bir uyum gözlenmektedir. Buradan KAFZ'ın Moho derinliklerinin hızlı değişim gösterdiği zonlar üzerinde etkili olduğu sonucu çıkarılabilir. Bölgenin güney kesiminde sismik aktivite düşüklüğü ve Moho derinliklerindeki artış arasında belli bir uyum gözlenmektedir. Bununla birlikte bölgenin sismik olarak aktif ve pasif olduğu bölgeleri yalnızca Moho yapısını gözleyerek yorumlamak yeterli değildir. Bu durumda kabuk izostazik denge derecelerinin ayrıntılı bir şekilde bulunarak, haritalanması ve analizleri deprem aktivitelerinin anlaşılmasında yararlı olacaktır.

### VENING-MEINESZ MODELİNE GÖRE İZOSTAZİK MOHO DERİNLİKLERİ

Vening Meinesz modelinde litosfer üzerine etki eden yüklerle karşı litosferin elastik özellikleri de dikkate alınmaktadır. Bu durumda izostazik dengelenme dinamiklerine karşılık gelen kabuk kökleri geniş yatay ölçeklerde bölgesel olarak gelişmektedir. x-y düzleminde L gibi bir yüke karşılık  $\omega$  bükülmesi,

$$D \left( \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) w(x, y) = L(x, y) - g\rho_m w(x, y) \quad (3)$$

eşitliğinden bulunabilir (Courant ve Hilbert, 1953; Lowrie, 2007). Burada D bükülme rijitliği olarak bilinen bir parametredir. Bu parametre ortamın efektif elastik kalınlığına ( $T_e$ ), poisson oranına ( $\nu$ ) ve elastisite modülüne (E) bağlı olarak,

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (4)$$

eşitliğinden hesaplanır. Denklem (3)'ün sağında yer alan  $g\rho_m w$  terimi, uygulanan L yüküne karşı ters yönde tepki gösteren hidrostatik kaldırma kuvvetine karşılık gelir. Sıradağlar gibi doğrusal topografik yapılar veya deniz tabanı yükselimlerinden kaynaklanan yükler litosfer bükülme geometrisine dik doğrultuda gelişir. Bu durumda problem ince bir levhanın iki boyutlu elastik bükülme modeline indirgenmektedir. Eğer yük y doğrultusunda bir doğrusal yapı ise bu doğrultu boyunca w bükülmesi görülmez ve Denklem (3),

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} = L(x) - g\rho_m w \quad (5)$$

eşitliğine indirgenir. Bu denklem ilk defa Jeffreys (1976) tarafından kullanılmıştır. Düşey yükler altında litosferin elastik yapısına bağlı olarak gelişen bükülme veya geniş bölgesel kökler, kabuk denge kolonunun altında oluşur. Bununla birlikte yükün hemen alt

ında kabuğun en üst sınırında da bükülme olmakta; ancak bu tip yapısal çökme ortamı jeolojik zamanlar boyunca sedimentlerle birikerek kütsel bir ortama dönüşmektedir (Şekil 5).

Bu ortam L yüküne eklenen yeni bir yük olarak ortaya çıkar. Bu yük  $g\rho_k w$  olarak birim alan başına düşen kuvvete karşılık gelir. Buradan Denklem (5),

$$\begin{aligned} D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} &= L(x) + g\rho_k w - g\rho_m w \\ &= L(x) - g(\rho_m - \rho_k)w \end{aligned} \quad (6)$$

eşitliğine dönüşür (Abd-Elmotaal, 1993). Maksimum bükülmenin geliştiği  $x=0$  noktasının altında, yük birim kütle olarak kabul edilirse (delta fonksiyon yükü), bu nokta dışında yük sıfıra yakın olacağından

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} = -g(\rho_m - \rho_k)w \quad (7)$$

eşitliği yazılır ve buradan basit cebirsel işlemle,

$$\frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + l^{-4}w = 0 \quad (8)$$

elde edilir (Marcus, 1978; Abd-Elmotaal, 1993). Burada l parametresi "bölgesellik derecesi" olarak tanımlanır (Vening Meinesz, 1940; Jeffreys, 1976; Banks ve Swain, 1978):

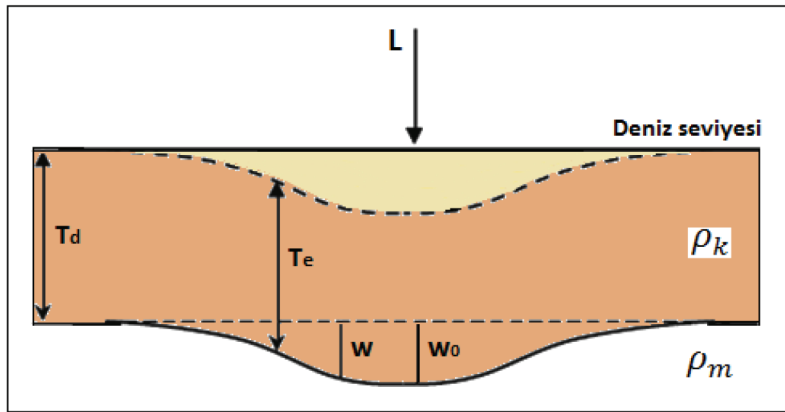
$$l = \sqrt[4]{\frac{D}{g(\rho_m - \rho_k)}} \quad (9)$$

Bu parametrenin "bölgesellik derecesi" olarak tanımlanmasının nedeni özellikle D parametresinin Denklem (3)'de görüldüğü gibi elastisite modülü, efektif elastik kalınlığı ve poisson oranına bağlı olmasıdır. Buna göre çalışılan bölgeye özgü olan ve önceden bilinmesi gereken bu tür elastik parametreler bölgesellik derecesinin doğru hesaplanması için önemlidir. Bununla birlikte litosferin heterojen yapısı bölgesellik derecesinin bilinmesi bu açıdan zor bir konudur. Vening Meinesz (1940) bölgesellik derecesinin 10-60 arasında seçilmesini önermiştir. Denklem (8)'in tam analitik çözümü Moritz (1990) tarafından,

$$w(x) = e^{x/\alpha} \left( C_1 \cos \frac{x}{\alpha} + C_2 \sin \frac{x}{\alpha} \right) + e^{-x/\alpha} \left( C_3 \cos \frac{x}{\alpha} + C_4 \sin \frac{x}{\alpha} \right) \quad (10)$$

olarak verilmiştir.  $C_1, C_2, C_3$  ve  $C_4$  katsayıları Abd-Elmotaal (1991) ve Abd-Elmotaal (1995) tarafından belli sınır koşulları altında belirlenmiştir. Bükülme parametresi  $\alpha$  ise basitçe,

$$\alpha = l\sqrt{2} \quad (11)$$



Şekil 5. Düşey yük (L) altında litosfer bükülme modeli.  $T_e$  efektif elastik kalınlık,  $T_d$  denge kolonu,  $w_0$  maksimum bükülme,  $w$  bükülme,  $\rho_k$  kabuk yoğunluğu ve  $\rho_m$  manto yoğunluğudur. Kesikli çizgi sedimanter basen sınırını temsil eder (Abd-Elmotaal, 1993'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 5. Lithospheric flexure model under vertical loading (L).  $T_e$  is effective elastic thickness,  $T_d$  the compensation column,  $w_0$  the maximum bending,  $\rho_k$  the crustal density and  $\rho_m$  the mantle density. Dashed line represents boundary of sedimentary basin (modified from Abd-Elmotaal, 1993)

eşitliği ile verilir (Moritz, 1990).

Vening Meinesz modeli esas alındığında Moho derinlikleri, topoğrafya değişimleri (h), denge kolonunun derinliği ( $T_d$ ) ve denge kolonunun altındaki bükülme-lerin (w) toplamından,

$$Z_{\text{moho}} = T_d + h + w \quad (12)$$

eşitliğine göre hesaplanır.

### Doğu Marmara Bölgesi İzostazik Denge Oranları

Bölgesel kabuk denge analizlerinin belirlenerek, kabuğun aşırı dengelendiği ve dengelenmediği bölgelerin modellenerek görüntülenmesi, aynı şekilde aktif ve pasif sismik bölgelerin nedenlerine yönelik bilgiler sunması beklenir. Jeofizik literatürde izostazik denge dereceleri gravimetrik Moho ve izostazik Moho arasındaki farkların yüzde oranlarına göre hesaplanmaktadır (Bott, 1971). İzostazik denge oranları bir bölgenin sismik aktivitesinin anlaşılmasında ilginç ve önemli bilgiler sunar. Özellikle sismik olarak aktif ve pasif olan bölgelerin izostazik açıdan incelenmesi ve bu türden aktivitelerle izostazik denge oranlarının karşılaştırılması çalışılan sahanın sismisitesinin anlaşılmasında önemli bilgiler sunar. Bunun nedeni yerkabuğunun dengesizliği ile sismik aktivite artışı arasında ve denge durumu ile sismik aktivite azalması arasında ilişki bulunmasıdır (Deng vd., 2014). Denge analizlerinin yapılabilmesi için gravimetrik Moho ve izostazik Moho arasındaki farkların gravimetrik Moho'ya göre yüzde oranlarının bilinmesi gerekir

(Bott, 1971). Gravimetrik Moho derinliklerinin izostazik Moho derinliklerinden büyük olması durumunda aşırı dengelenme, küçük olması durumunda az dengelenme ve eşit olması durumunda ise izostazik denge (%100) oluşmaktadır (Deng vd. 2014)

Doğu Marmara bölgesinin kabuk denge analizleri için topoğrafya yüklerine karşı elde edilen gerçek köklerin veya izostazik Moho'nun ve gözlenen Bouguer anomalisinden gravimetrik Moho'nun belirlenmesi gerekir. Parker-Oldenburg algoritmasıyla gravite anomalisinin ters çözümden gravimetrik Moho'nun kestiriminde herhangi yük durumu dikkate alınmamaktadır. İzostazik Moho olması gereken gerçek kök olarak yüklere karşı kabuğun elastik özellikleriyle büküldüğü derinlikleri temsil eder. Jeofizik literatürlerde izostazik Moho'nun kestiriminde çeşitli yöntemler bulunmaktadır (Bott, 1971; Watts 2001, Wang vd., 2003). Bu yöntemlerin temelinde Airy veya Vening Meinesz modelleri esas alınmaktadır. Braitenberg vd. (2000) izostazik Moho kestiriminde gravimetrik Moho ile topoğrafya arasındaki ilişkiye dayalı bir yöntem geliştirmiştir. Bu yönteme göre gravimetrik moho ve topoğrafya değerleri birebir noktalanarak çizilen saçılmış verilerden doğrusal gerileme analiziyle bir doğru çakıştırılmaktadır. Böylece topoğrafyanın bir fonksiyonu olarak elde edilen doğru denklemi, her bir yükseklik değeri için izostazik Moho'yu vermektedir. Bu çalışmada ise izostazik Moho kestirimi için Vening-Meinesz bölgesel bükülme modeli ele alınmıştır. İzostazik Moho kestiriminde yanal kuvvetler ihmal

edilerek Denklem (12)'den düşey yükler altında izostazik Moho hesaplanmıştır. Çalışma sahasının Şekil 2b'de verilen topoğrafya değişimleri düşey yükler olarak ele alınmıştır. Burada yüklerin yoğunluğu ortalama kabuk yoğunluğu olarak  $2.67 \text{ g/cm}^3$  olarak seçilmiştir. İzostazik Moho derinliklerinin hesaplanmasında gerekli olan denge kolunun kalınlığı yaklaşık 30-35 km arasında seçilmektedir (Moritz 1990, Deng vd., 2014). Bu çalışmada denge kolunun kalınlığı 35 km olarak alınmıştır. İzostazik Moho bu ortalama değer üzerinde ve altında kestirilerek topoğrafya haritasındaki her bir grid noktasında hesaplanarak Şekil 6'da gösterilmiştir (Sönmez, 2015). İzostazik Moho ve gravimetrik Moho derinlikleri arasında uyum olmakla birlikte değişim karakteristiğinde farklılıklar göze çarpmaktadır. Böylece bölgenin izostazik denge derecelerinin değişkenlik göstereceği açıktır.

Gravimetrik Moho ile izostazik Moho arasındaki farkların gravimetrik Moho'ya göre değişimlerinden kabuk denge oranları Şekil 7'de haritalanmıştır (Sönmez, 2015). Aynı haritada bölgenin deprem dış merkez dağılımı da işaretlenerek bu iki veri birbiriyile karşılaştırılmıştır. Dış merkez dağılım haritasında sismik aktivitenin KAFZ'in kuzey kolu boyunca doğrusal özellikte dağılım gösterdiği dikkat çekmektedir. Güney kolu civarında ise dağılımın çok az ve saçılmış olarak ortaya çıktığı gözlenmektedir. Özellikle Geyve ve Karamürsel baseni civarında sismik aktivite oldukça düşüktür. Aktif Kuzey kol yıkıcı depremler üretirken, diğer kolun aynı özellikte olmaması ilgi çekicidir. Bu durum iki soru ortaya çıkarmaktadır. Bunlardan birisi gelecekte sismik boşlukların devam edip etmeyeceği veya deformasyon enerjisinin birikerek gelecekte büyük bir depreme yol açıp açmayacağıdır (Ambraseys ve Finkel, 1995).

İzostazik denge oranlarında ilginç bir özellik göze çarpmaktadır. Çalışma sahasının kuzey kesimi ve güney kesimi arasında kabuk denge oranlarında önemli bir ayırım bulunmaktadır. Buna göre kuzey kesiminde izostazik dengelenmenin gelişmediği ve düşük dengelenme oranının %75'e kadar gerilediği gözlenir. KAFZ'in kuzey kolunun bu kesimde yer alması ve yüksek deprem aktiviteleri kabuğun dengeye ulaşmadığının veya dengesizliğinin ölçüleri olarak denge oranlarını desteklemektedir. KAFZ'in güney kolunun da içinden geçtiği güney kesiminde ise tam tersi bir durum söz konusudur. Bu kesimde %100'e yakın denge oranları hesaplanmıştır. Aşırı dengelenmeyi işaret eden kesimler en fazla %115'e ulaşmaktadır. %100'lük izostazik dengelenme baz alındığında

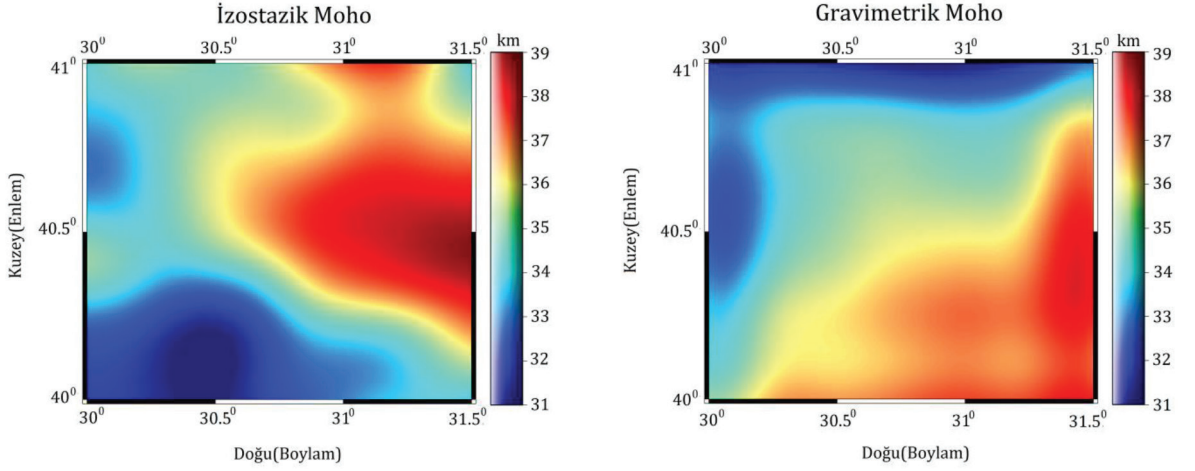
düşük dengelenmiş ve aşırı dengelenmiş kesimler arasındaki aralık düşük dengelenme durumu için çok daha fazladır. Bu açıdan Doğu Marmara bölgesinin güney kesiminin önemli ölçüde izostazik denge içerisinde bulunduğu ve bu durumun Moho derinliklerinin bu kesimde artış göstermesiyle desteklendiği sonucuna ulaşılabilir. Oruç ve Sönmez (2017) kabuk kalınlığındaki artıştan başka, litosfer mukavemet kestirimlerinden alt kabuk ve litosferik mantoda termal aktiviteye bağlı olarak sünek deformasyonun geliştiğini ve bölgedeki asismik özelliğinin reolojik yapı ile ilişkili olabileceğini açıklamışlardır.

## SONUÇLAR

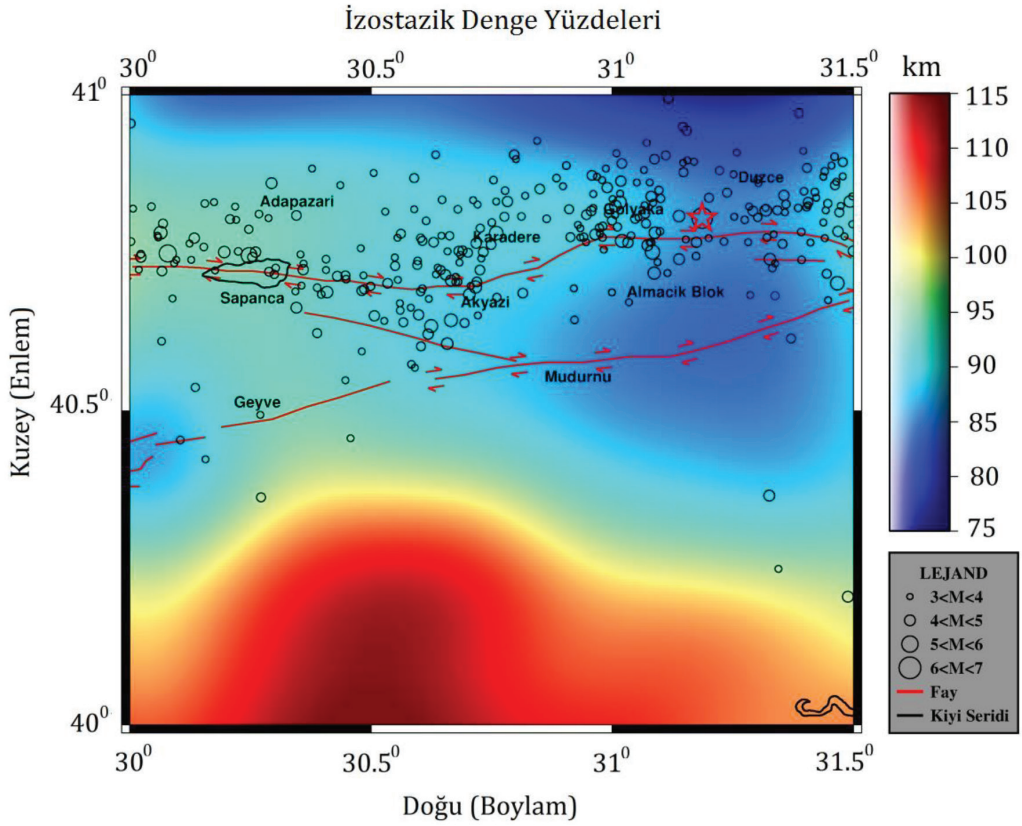
Doğu Marmara bölgesinin Moho derinlikleri bölgenin kuzey ve güneyinde önemli farklılıklar göstermektedir. Buna göre topoğrafyanın yüksek olduğu güney kesiminde Moho derinliklerinin artmış olması aynı zamanda kabuk köklerinin geliştiğine işaret eder. Bununla birlikte izostazik denge oranlarında bu kesimde %100-115 oranında dengelenme oranlarının elde edilmiş olması izostazik dengelenmenin geliştiği ve bir miktar artış gösterdiği sonucunu çıkarır. Bu açıdan güney kesiminin yer yer sismik boşluklar gösterecek şekilde sismik aktivitesinin düşük olması izostazik anlamda açıklanabilir. Diğer yandan bölgenin kuzey kesiminde daha geniş bant aralığında değişen denge oranları (%75-100) bu kesimin kabuk dengelenmesinin düşük olduğunu bu nedenle yanal ve düşey tektonik kuvvetlere karşı izostazik tepkinin gelişmediğini göstermektedir. KAFZ'in kuzey kolunun bölgenin kuzey kesiminde oldukça aktif olması düşük dengelenmenin bir sonucu olarak ortaya çıktığı düşünülebilir. Bununla birlikte çalışma alanı içerisinde gelecekte yapılacak olan ısı akısı, litosfer sıcaklıklarının sayısal olarak kestirilmesi, dinamik topoğrafyanın ve litosfer mukavemetinin ayrıntılı olarak modellenmesi izostazik dengelenme sonuçlarının desteklenmesi açısından önemlidir. Ayrıca alt kabukta sünek deformasyonun gelişmesi durumunda, jeolojik zamanlar boyunca izostazik dengelenme sürecinin oluşumuna yönelik çalışmaların da katkı sağlayacağı açıktır.

## KATKI BELİRTME

Bu araştırma Kocaeli Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi (Proje no: 2014/008) desteğiyle gerçekleştirilmiştir. Yazarlar, sismolojik verilerin derlenmesinde ve haritalanmasındaki katkısından dolayı Jeofizik Yüksek Mühendisi Mustafa Ber-



Şekil 6. Vening-Meinesz modeline göre kestirilen izostazik Moho haritası (solda) ve Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasıyla kestirilen gravimetrik Moho haritasının (sağda) karşılaştırılması (Sönmez, 2015).  
 Figure 6. Comparison between Isostatic Moho map estimated from Vening-Meinesz model (left side) and gravimetric Moho estimated from Parker-Oldenburg inverse solution algorithm (Sönmez, 2015).



Şekil 7. İzostazik Moho ve gravimetrik Moho arasındaki farklardan hesaplanan izostazik denge oranları haritası (Sönmez, 2015). Uluslararası Sismoloji Merkezi (ISC, 2014) kataloğundan derlenen 1992-2012 yılları arasında magnitüdü 3.0'den büyük deprem dış merkezleri ve KAFZ'nin kuzey ve güney kolları.  
 Figure 7. Isostatic compensation rate map calculated from differences between isostatic Moho and gravimetric Moho (Sönmez, 2015). Earthquake epicenters with magnitudes greater than 3 (ISC, 2014) and northern and southern strand of NAFZ.

kay DOĞAN'a; makale değerlendirme sürecinde gösterdikleri ilgi nedeniyle Hacettepe Yerbilimleri Dergisi Editörlüğüne; yapıcı eleştirileriyle katkı koyan Prof. Dr.Coşkun SARI ve diğer iki hakeme teşekkür ederler.

## KAYNAKLAR

- Abd-Elmotaal, H., 1991. Gravity anomalies based on the Vening Meinesz isostatic model and their statistical behavior. *Mitteilung der Geodätischen Institute der Technischen Universität Graz*, 72.
- Abd-Elmotaal, H. A., 1993. Vening Meinesz Moho Depths: Traditional, Exact and Approximated. *Manuscripta Geodaetica*, 18, 171-181.
- Abd-Elmotaal, H. A., 1995. Theoretical Background of the Vening Meinesz Isostatic Model. *International Association of Geodesy Symposia*, 113, 268-277.
- Ambraseys, N. N., and Finkel, C., 1995. The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, A Historical Review, 1500-1800. *Turkish Studies Association Bulletin*, 22, 142-145.
- Banks, R. J., and Swain, C. J., 1978. The isostatic compensation of East Africa. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1718), 331-352 .
- Barrell, J., 1914. The strength of the Earth's crust. *The Journal of Geology*, 22(7), 655-683.
- Bekler, T., Gürbüz, C., Kalafat, D., ve Toksöz, N., 2005. Anadolu'da Kontrollü Sismik Kaynak Kullanarak Kabuk Yapısı Araştırmaları. *Deprem Sempozyumu, Kocaeli, Türkiye*.
- Bhattacharyya, B.K., 1967. Some general properties of potential fields in space and frequency domain: a review. *Geoexploration* 5(3), 127-143.
- Blakely, R. J., 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, New York.
- Bott, M. H. P., 1971. Evolution of Young Continental Margins and Formation of Shelf Basins. *Tectonophysics*, 11, 319-327.
- Braitenberg, C., Zadro, M., Fang, J., Wang Y., and Hsu, H. T., 2000. The Gravity and Isostatic Moho Undulations in Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Geodynamics*, 30(5), 489-505.
- Courant, R., and Hilbert, D., 1953. *Methods of Mathematical Physics Vol. I*. Translated and revised from the German original. First English edition. Interscience Publishers, NewYork.
- Çağlar, İ., ve Avşar, Ü., 2005. Kuzeybatı Anadolu'daki Aktif Fayların Tektono-Elektrik Anomalilerden Modellenmesi. *Deprem Sempozyumu, Kocaeli, Türkiye*.
- Deng, Y., Fan, W., Zhang, Z., and Liang K., 2014. The Gravity and Isostatic Moho in North China Craton and Their Implications to Seismicity. *Earth Science*, 27(2), 197-207.
- Gomez-Ortiz, D., and Agarwal, B. N. P., 2005. 3DINVER.M: a MATLAB Program to Invert the Gravity Anomaly Over A 3D Horizontal Density Interface by Parker-Oldenburg's Algorithm. *Computers and Geosciences*, 31, 513-520.
- Honkura, Y., Isikara, A. M., Kolcak, D., Orbay, N., Sipahioglu, S., Ohshiman, N., and Tanaka, H., 1985. Magnetic Anomalies and Low Ground Resistivity as Possible Indicators of Active Fault Location. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 37(1), 169-187.
- International Seismological Centre (ISC), 2014. <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin>, 10 Mayıs 2014.
- Jeffreys, H., 1976. *The Earth*. Cambridge University Press, London.
- Karaman, E., 2006. *Yapısal Jeoloji ve Uygulamaları. Devran Matbaacılık, Ankara*.
- Koçyigit, A., 1988. Tectonic setting of the Geyve basin: age and total offset of the Geyve fault zone, E Marmara, Turkey. *METU Journal of Pure and Applied Sciences*, 21, 81-104.
- Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, New York.
- Marcus, A. J., 1978. The Role of Lipids in Platelet Function: with Particular Reference to the Arachidonic Acid Pathway. *Journal of Lipid Research*, 19, 793-826.
- Meinesz, F. A. V., 1939. Tables fondamentales pour la réduction isostatique régionale. *Bulletin géodésique*, 63(1), 711-776.
- Meinesz, F. A. V., 1940. *Fundamental Tables for Regional Isostatic Reduction of Gravity Values*. Nederlandsche Akademie van Wetenschappen, Amsterdam.



- Moritz, H., 1990. The Inverse Vening Meinesz Problem In Isostasy. *Geophysics*, 102, 733-738.
- Oldenburg, D. W., 1974. The Inversion and Interpretation of Gravity Anomalies. *Geophysics*, 39, 526-536.
- Oruç, B., and Sönmez, T., 2017. The rheological structure of the lithosphere in the Eastern Marmara region, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.02.041>
- Pamukcu, O., and Yurdakul, A., 2008. Isostatic compensation in western Anatolia with estimate of the effective elastic thickness. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(3), 545-557.
- Pamukçu, O. A., and Akçiğ, Z., 2011. Isostasy of the Eastern Anatolia (Turkey) and discontinuities of its crust. *Pure and applied geophysics*, 168(5), 901-917.
- Parker, R. L., 1973. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International*, 31(4), 447-455.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., and Factor, J. K., 2008. An earth gravitational model to degree 2160: EGM2008. EGU General Assembly, 2008(4), 4-2.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., and Factor, J. K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).
- Saroglu, F., Emre, Ö., and Kuscu, I., 1992. Active Fault Map of Turkey. General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA). Eskisehir Yolu, 6520.
- Spector, A., and Grant, F. S., 1970. Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics*, 35(2), 293-302.
- Sönmez, T., 2015. Doğu Marmara Bölgesinin Litosfer Dinamiklerinin Egm08 Gravite Anomalileri, İzostazik Ve Termomekanik Analizlerle Araştırılması. Y. Lisans, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmit, Türkiye (Yayımlanmamış).
- Toksöz, M. N., Shakal, A. F., and Michael, A. J., 1979. Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps. In *Earthquake Prediction and Seismicity Patterns*, 117, 1258-1270.
- U.S. Geological Survey, Digital Elevation Models GTOPO30, Virginia, 1998. <https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30>, 30 Mart 2014.
- Wang, C. Y., Chan, W. W., and Mooney, W. D., 2003. Three-dimensional velocity structure of crust and upper mantle in southwestern China and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9).
- Wang, QS., Teng, JW., Zhang, YQ., Zang, XM., and Yang H., 2009. The crustal structure and gravity isostasy in the middle western Sichuan area (in Chinese with English abstract). *Chinese Journal of Geophysics*, 52(2), 579-583
- Watts, A. B., 2001. Gravity Anomalies, Flexure and Crustal Structure at the Mozambique Rifted Margin. *Marine and Petroleum Geology*, 18(4), 445-455.



## Kayaçlarda Farklı Ölçüm Teknikleri ile Belirlenen Boyuna Dalga Hızlarının Değerlendirilmesi

### *Evaluation of Ultrasonic P-Wave Velocities Determined by Different Measurement Techniques in Rocks*

HAKAN ERSOY<sup>1</sup>, MURAT KARAHAN<sup>1\*</sup>, ALİ ERDEN BABACAN<sup>2</sup>, MUHAMMET OĞUZ SÜNNETÇİ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon

<sup>2</sup>Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon

Geliş (received) : 07 Şubat (February) 2017

Kabul (accepted) : 20 Nisan (April) 2017

#### ÖZ

Jeoteknik uygulamalarda yaygın bir şekilde kullanılan ultrasonik hız deneylerinde direkt, yarı direkt ve indirekt ölçüm teknikleri ile boyuna dalga hızları ölçülmekte, bu veriler yardımıyla kayaçların mekanik ve elastik özellikleri tahmin edilmektedir. Uygulamada genellikle enerjinin en fazla iletildiği yöntem olan direkt ölçüm tekniği tercih edilmektedir. Bazı durumlarda direkt ölçüm tekniği için uygun örnek ve yüzeyler bulunamadığından yarı-direkt ve indirekt ölçüm tekniğinin kullanılması gerekmektedir. Bu çalışmada direkt ölçüm tekniğiyle elde edilen boyuna dalga hızları, yarı-direkt ve indirekt ölçüm teknikleriyle elde edilen boyuna dalga hızları ile karşılaştırılmıştır. Çalışmada üç farklı kökenden 34 farklı örnek üzerinde yapılan 311 direkt, 439 yarı direkt ve 339 indirekt ölçüm tekniğiyle ölçülen 1089 adet boyuna dalga hızı değerleri kullanılmıştır. Ölçülen boyuna dalga hızları arasında istatistiksel ilişkiler incelenmiş, ölçüm teknikleri arasında regresyon denklemleri üretilmiştir. Üretilen denklemlerin korelasyon katsayıları oldukça yüksek olup (direkt ile yarı-direkt arasında=0.95, direkt ile indirekt arasında=0.91, yarı-direkt ile indirekt arasında =0.82) eşitlikler arasında doğrusal bir ilişkinin mevcut olduğu tespit edilmiştir. Üretilen eşitlikler arazi ve laboratuarda gerçekleştirilen 130 adet deney sonucu kullanılarak test edilmiş, ölçülen ve hesaplanan ultrasonik hızlar arasında %2'den daha küçük ve kabul edilebilir ölçüde fark olduğu tespit edilmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Direkt ölçüm, indirekt ölçüm, ultrasonik hız, yarı-direkt ölçüm.

#### ABSTRACT

*In geotechnical applications, ultrasonic P-wave velocity is widely used to predict the mechanical and elastic properties of rocks and it can be determined with direct, semi-direct and indirect measurement techniques. The direct measurement technique is the most preferred one as it transfers the most energy. But in some cases, especially if there is no suitable sample surface to conduct a direct measurement, semi-direct and indirect measurement techniques must be used. A comparison among the P-wave velocity values acquired with direct, semi-direct and indirect techniques has been made in this study. 311 direct, 439 semi-direct and 339 indirect measurements, for a total of 1089, have been carried out on 34 different samples with three different origins. The statistical relationships among the P-wave velocity values were investigated, and regression equations for different measurement techniques were developed. The coefficients of correlation of the equations are very high (0.95 between direct and semi-direct, 0.91 between direct and indirect, 0.82 between semi-direct and indirect), and a linear relationship among the equations have been determined. The developed equations were tested on 130 different in-situ and laboratory measurement results, and a very acceptable, below 2% difference were determined between the measured and calculated ultrasonic P-wave velocity values.*

**Keywords:** Direct measurement, indirect measurement, ultrasonic P-wave velocity, semi-direct measurement.

\* M. Karahan

e-posta: muratkarahan21@gmail.com

## GİRİŞ

Kayaçların dayanım ve elastik özellikleri tünel ve baraj gibi mühendislik projelerinde, kaya şev stabilitesi uygulamalarında, çeşitli madencilik projelerinde, kaya ortamının taşıma gücünün belirlenmesinde ve doğal yapı taşlarının ekonomik anlamda değerlendirilmesine yönelik çalışmalarda sıklıkla kullanılmaktadır. Fakat bazı durumlarda laboratuvar deneyleri için numune hazırlanması ve deneyin yapılması pahalı ve zaman alıcı olabilir. Bu nedenle nokta yükleme dayanım indeksi, Schmidt sertlik çekici ve ultrasonikdalga hızı tayini gibi basit deney yöntemleri kullanılarak kayaçların dayanım ve elastik özellikleri tahmin edilebilmektedir (Gaviglio, 1989; Chau ve Wang, 1996; Katz vd., 2000; Kılıç ve Teymen, 2008).

Sismik yöntemler uzun yıllardır yer bilimleri uygulamalarında, ultrasonik yöntem ise kayaçların dinamik özelliklerinin laboratuvar deneyleri ile tespitinde sıkça kullanılmaktadır. Kaya kütle deformasyonu ve dayanımının tahmini, yer altı açıklıklarının etrafında gelişmiş çatlak zonlarının büyüklüğünün (uzunluğu) belirlenmesi sismik yöntemlerinkullanıldığı diğer bazı önemli uygulamalardır. Birçok araştırmacı kaya özellikleri ve ultrasonik dalga hızı arasındaki ilişki üzerinde çalışmış ve ses hızının kaya özellikleriyle oldukça ilişkili olduğunu belirlemiştir (Karpuz ve Paşamehmetoğlu, 1997; Kahraman, 2001; Karakuş vd., 2005; Singh ve Sharma, 2008; Babacan vd., 2008; Ersoy vd., 2009; Babacan vd., 2012).

Kayaçların içinden geçen akustik dalgaların hızları direkt, yarı direkt ve indirekt olmak üzere 3 farklı yöntem ile belirlenebilir. Her 3 ölçüm tekniği için problemin yerleştirilmesi Şekil 1de verilmiştir. (ISRM, 2007; ASTM, 2008). Bu yöntemlerin içinde sadece direkt ölçüm tekniğinde karşılıklı paralel yüzlerinin bulunması gerekmektedir. Bu tür yüzeylere genellikle kayaç mostrasında rastlamak mümkün olmadığından, direkt ölçümler bloklardan temin edilen karot veya küp örnekleri üzerinde uygulanmaktadır. Arazide kayaç mostraları üzerinde ise genel olarak yarı direkt ve indirekt ölçüm tekniklerinin uygulanması daha uygun olacaktır.

Farklı ölçüm teknikleri ile dalga hızlarının belirlenebilirliği bir çok araştırmacı tarafından ele alınmıştır. (Yaman vd., 2001; Kahraman, 2002; Turgut ve Küçük, 2006; Savaliya vd., 2014). Bu çalışma kapsamında farklı kaya blokları üzerinde direkt, yarı direkt ve indirekt ölçüm teknikleri kullanılarak ultrasonik hız deneyleri yapılmış, elde edilen sonuçlarda farklı de-

ğerler tespit edildiği için bu tekniklerden elde edilen veriler istatistiksel olarak değerlendirilerek ampirik ilişkiler önerilmiştir. Çalışmanın son aşamasında ise arazide yapılan ölçümler değerlendirilerek önerilen ampirik eşitliklerin performansı test edilmiştir.

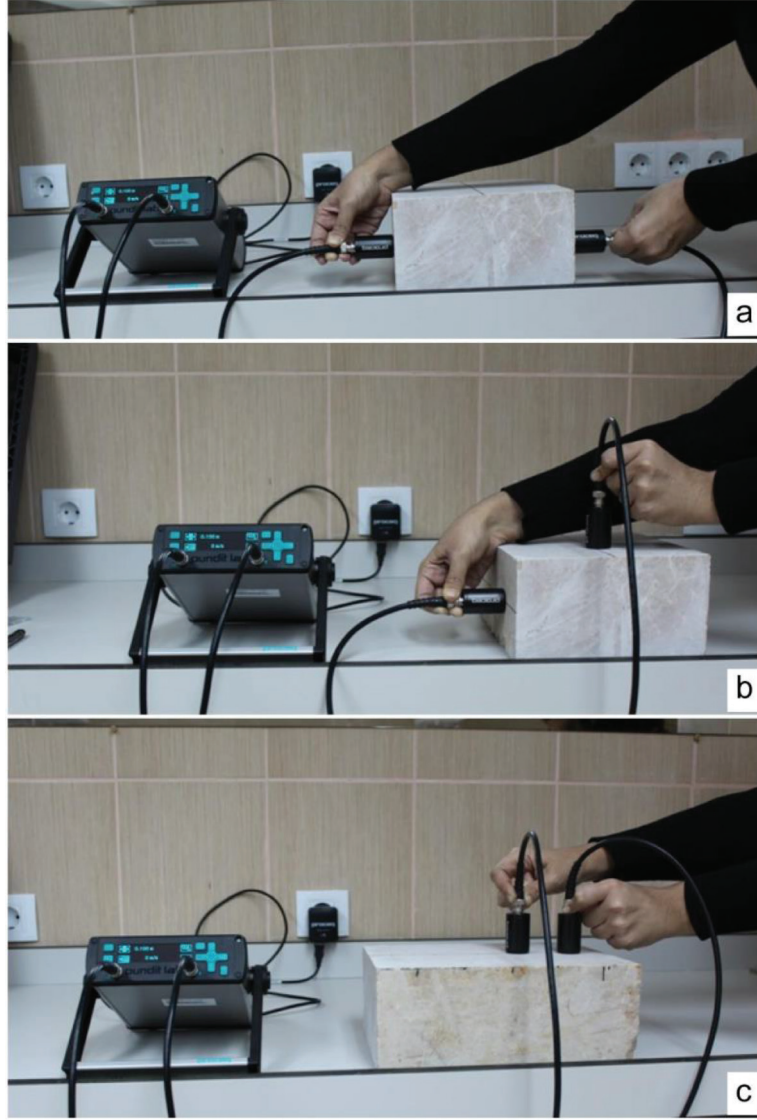
Çalışmada; arazide direkt ölçüm tekniklerinin uygulanamayacağı mostralarda yapılan indirekt ve yarı direkt ölçümlerden elde edilen veriler yardımıyla dalga hızlarının dolaylı olarak tahmin edilmesi amaçlanmıştır. Dolayısıyla bu çalışma ile, laboratuvar ortamına ve karot alma işlemine gerek kalmadan yapılacak indirekt ve yarı direkt ölçümlerden elde edilen verilerin istatistiksel olarak direkt ölçüm teknikleri ile elde edilen verilere dönüştürülmesi sağlanacaktır. Bu sayede kayaçların boyuna dalga hızı, farklı yönlerde mostra vermeyen düz yüzeylerde bile rahatça belirlenebilecektir.

## DENEYSEL ÇALIŞMALAR

Ultrasonik hız ölçümleri Pundit Plus marka ölçüm aleti kullanılarak yapılmış, ölçümlerde 150 kHz'lik piezoelektriksel özellikte alıcı ve verici problar kullanılmıştır. Punditplus ile yapılan ölçümlerde, verici prob tarafından üretilen elektriksel sinyaller mekanik titreşime dönüşerek kaya numunesi içerisine gönderilir, numune içinden geçen sinyal karşı taraftaki alıcı prob tarafından kaydedilir. Ultrasonik hız değeri verici probtan üretilen sinyalin alıcı proba ulaşma süresinden hesaplanır. Süre mikrosaniye türünden tespit edilir ve iki prob arasındaki bilinen mesafe kullanılarak ultrasonik hız hesaplanır. Cihaz ölçüm yaparken numune içerisine çok sayıda ses dalgası gönderir, bu dalgaların ortalama yayılım süresini vermektedir.

Kaya malzemesi çoğu kez homojen ve izotrop kabul edilse de özellikle traverten gibi boşluklu kayaçlar ile gnays gibi foliasyonlu kayaçların mühendislik özellikleri anizotropiye bağlı olarak yönlere göre değişir. Anizotropiden veya kayaç türünden kaynaklanacak etkinin minimuma indirgenmesi amacıyla yarı direkt ve indirekt ölçümler 3 farklı kökenden 34 farklı örnek üzerinde gerçekleştirilmiş, ölçümler üç farklı yönde yapılmış ve bu verilerin ortalaması kullanılmıştır. Her yönde 1000'den fazla ölçüm alınması, bu ölçümlerin ortalamasının kullanılması ve çeşitli kayaç gruplarının bütün olarak değerlendirilmesi anizotropiden ve kayaç bileşiminden kaynaklanacak hata payını minimuma indirmiştir.

Laboratuar çalışması kapsamında bu örnekler üzerinde direkt, yarı-direkt ve indirekt ölçüm tekni-



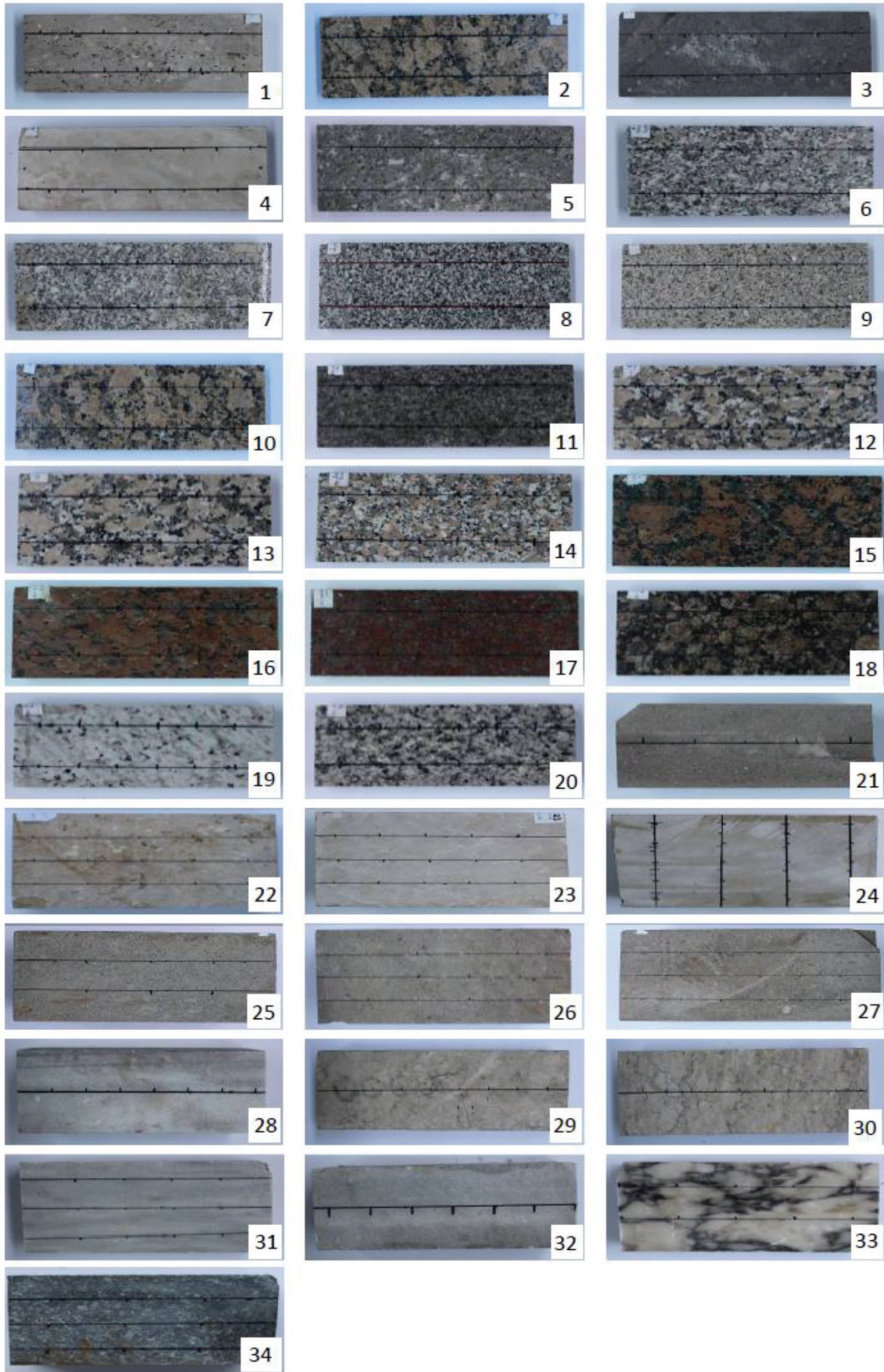
Şekil 1. Direkt (a), yarı-direkt (b) ve indirekt (b) ölçüm tekniğinde problemlerin yerleştirilmesi.  
 Figure 1. Probe placement in direct (a), semi-direct (b) and indirect (b) measurement technique.

ğıyla ultrasonik hız deneyleri yapılmış ve her ölçüm tekniği için örneklerin ultrasonik hız değerleri tespit edilmiştir. Ölçümler doğal durumdaki örnekler üzerinde yapılmış olup anizotropi ve ölçüm mesafesinin etkisi dikkate alınmamıştır. Direkt ölçüm tekniğiyle 311, yarı-direkt ölçüm tekniğiyle 439 ve indirekt ölçüm tekniğiyle 339 adet, toplamda ise 1089 adet ölçüm yapılmıştır. Her kayaç örneği için 3 farklı ölçüm tekniğiyle elde edilen değerlerin ortalamaları alınmıştır. Ölçüm tekniklerinde sabit bir mesafe kullanılmamış (5-35 cm arasında), her ölçüm tekniğinde birbirinden farklı mesafelerde ölçümler yapılmıştır. Deneye tabi tutulan 34 adet örneğe ait fotoğraflar Şekil 2'de

ölçüm sonuçları ve örnek boyutları ise Çizelge 1'de verilmiştir.

### Test Sonuçlarının İstatistiksel Olarak Değerlendirilmesi

Regresyon analizi, değişkenler arasındaki neden-sonuç ilişkisinin bulunmasına imkan veren bir analiz yöntemidir. İkili regresyonda, bağımsız değişken hakkında sahip olunan bilgilerden hareketle bağımlı değişken tahmin edilmeye çalışılır. Çalışma kapsamında direkt ölçüm tekniğiyle ölçülen boyuna dalgahızları ile yarı direkt ve indirekt ölçüm tekniğiyle ölçülen



Şekil 2. Deneyde kullanılan örnekler.  
Figure 2. Examples used in the experiment.

Çizelge1. Kayaçlara ait ortalama ultrasonik hız değerleri.

Table 1. Average ultrasonic velocity values of rocks.

Kayacın Adı ve Boyutu		Ortalama Hız Değerleri (m/sn)			Ölçüm sayısı (Adet)		
		Direkt	Yarı Direkt	İndirekt	Direkt	Yarı Direkt	İndirekt
1. Traverten	(30*10*4 cm)	5046	5148	5102	9	20	15
2. Alkalen Granit	(30*10*3 cm)	4323	4580	3376	10	14	6
3. Traki Andezit	(30*10*4 cm)	3984	4132	4534	10	14	12
4. Kireçtaşı	(30*10*4 cm)	5976	5982	6299	10	14	6
5. Hornfels	(30*10*4 cm)	5096	5038	5177	10	14	6
6. Granit	(20*10*3 cm)	4308	4244	3696	10	12	10
7. Granit	(30*10*4 cm)	4363	4254	4337	10	14	12
8. Granodiyorit	(30*10*4 cm)	4817	4668	4918	10	14	12
9. Monzonit	(30*10*3 cm)	3767	3939	3953	10	14	12
10. Alkalen Granit	(30*10*3 cm)	4405	4452	3500	10	14	12
11. Siyenit	(20*10*3 cm)	5457	5233	5685	9	12	10
12. Alkalen Granit	(20*10*3 cm)	4924	4665	4397	9	12	10
13. Alkalen Granit	(20*10*3 cm)	4942	4610	4290	9	12	10
14. Granit	(20*10*3 cm)	5069	4819	4742	9	12	10
15. Alkalen Siyenit	(20*10*3 cm)	4556	4868	3843	9	12	10
16. Alkalen Siyenit	(20*10*3 cm)	4940	5150	4536	9	12	10
17. Alkalen Siyenit	(20*10*3 cm)	5167	5499	4540	9	12	10
18. Monzonit	(20*10*3 cm)	5430	5551	4840	9	12	10
19. Granülit	(20*10*3 cm)	4333	4442	4138	9	12	10
20. Granodiyorit	(20*10*3 cm)	4797	5236	4062	9	12	10
21. Riyolit	(20*10*7 cm)	3556	3212	3355	7	4	4
22. Traverten	(25*25*8 cm)	5287	5089	5053	10	15	12
23. Kireçtaşı	(28*20*11 cm)	6046	6590	5977	10	15	15
24. Kireçtaşı	(20*20*9 cm)	6243	6060	5997	9	20	15
25. Tüf	(21*16*15 cm)	3095	2870	2865	6	9	8
26. Tüf	(30*16*15 cm)	3765	3747	3760	9	18	15
27. Tüf	(33*20*16 cm)	3577	3677	3498	6	30	15

Kayacın Adı ve Boyutu		Ortalama Hız Değerleri (m/sn)			Ölçüm sayısı (Adet)		
		Direkt	Yarı Direkt	İndirekt	Direkt	Yarı Direkt	İndirekt
28. Mermer	(30*10*10 cm)	5722	4767	6444	8	6	5
29. Mermer	(34*12*6 cm)	6208	5924	6479	10	8	7
30. Mermer	(41*12*8 cm)	6247	6085	6400	13	10	9
31. Mermer	(21*16*7 cm)	5384	5262	5212	8	12	9
32. Mermer	(30*10*8 cm)	5637	5890	6760	9	7	6
33. Mermer	(24*14*6 cm)	5758	5805	5791	10	12	10
34. Granodiyorit	(14*11*10 cm)	5503	5470	5339	7	9	6
Toplam deney sayısı					311	439	339

dalga hızlarının ortalamaları arasındaki ilişkiler araştırılmıştır. Regresyon analizleri %95 güven aralığında gerçekleştirilmiş ve her bir ilişki için regresyon denklemleri belirlenmiştir. Boyuna dalga hızları arasında doğrusal bir ilişkinin olduğu ve korelasyon katsayılarının da oldukça yüksek olduğu tespit edilmiştir (Şekil 3). Elde edilen regresyon eşitlikleri aşağıda verilmiştir.

Ölçüm teknikleri arasındaki ilişkinin yönü ve öneminin hesaplanması için korelasyon katsayıları kullanılmıştır. İki değişken arasındaki ilişkinin büyüklüğü, yönü ve önemi korelasyon katsayısı ile temsil edilir. Korelasyon katsayısı iki değişken arasındaki doğrusal ilişkinin derecesini gösterir ve -1 ile 1 arasında değişen değerler alır. Bu katsayı, bir değişken artarken diğ erinin artması durumunda pozitif yönlü, bir değişken artarken diğ erinin azalması durumunda ise negatif yönlü anlamına gelir. Bu çalışmada korelasyon katsayıları (+) işaretli olup ilişkinin yönü doğrusal (+) şeklinde ifade edilir. (+) işareti bir değişken artarken diğ erinin de arttığını ifade etmektedir.

Korelasyon sayısının bire yakın olması durumunda iki değişken arasındaki ilişkinin anlamlı olabileceği varsayılır. Ancak bu değer in tesadüfi olma durumu da söz konusudur. Bu nedenle korelasyon katsayısının bu iki değişken için anlamlı olup olmadığı (yani tesadüfi olmadığı) mutlaka test edilmelidir (Tüysüz ve Abanuz 2012). Bu nedenle çalışmada, hesaplanankorelasyon katsayılarının anlamlı olup olmadığı %95güven aralığında test edilmiştir. Çizelge 2'de görüldüğü gibi ölçüm teknikleri için önerilen denk-

lemlere ait korelasyon katsayılarının %82 den büyük olduğu ve bu değer in güven sınırı içerisinde olduğu sonucuna varılmıştır.

$$V_{p(D)} = 0.925 V_{p(YD)} + 387 \quad r=0.95 \quad (1)$$

$$V_{p(D)} = 0.722 V_{p(I D)} + 1472 \quad r=0.91 \quad (2)$$

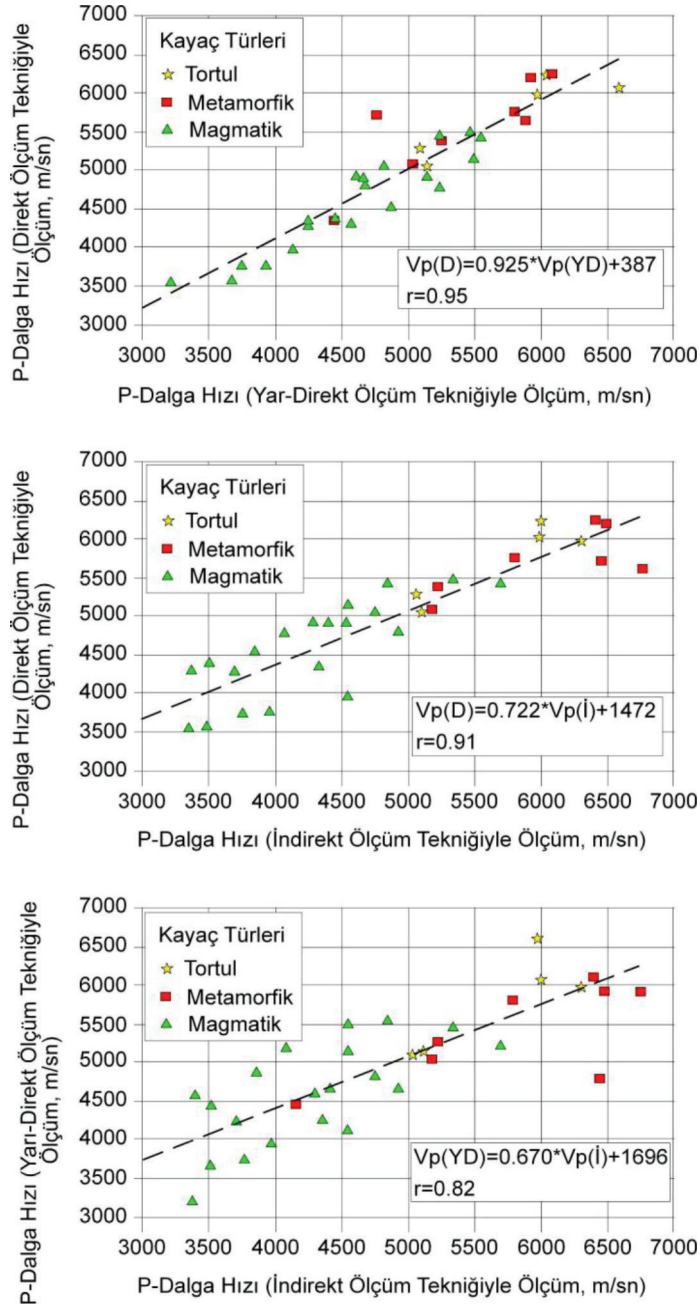
$$V_{p(YD)} = 0.670 V_{p(I D)} + 1696 \quad r=0.82 \quad (3)$$

Burada  $V_{p(D)}$ ,  $V_{p(YD)}$  ve  $V_{p(I D)}$  sırası ile direkt, yarı direkt ve indirekt ölçüm tekniğiyle ölçülen boyuna dalga hızlarıdır (m/sn).

Her bir örnek için farklı ölçüm teknikleriyle elde edilen ultrasonik hız değerlerinin ortalamalarının istatistiksel olarak anlamlı olup olmadığına karar vermek için t-testi uygulanmıştır. t-testinde direkt-yarı direkt, direkt-indirekt ve yarı direkt-indirekt ölçüm tekniğiyle elde edilen ultrasonik hız değerlerine ait ortalamalar arasındaki istatistiksel ilişki irdelenmiştir. Yapılan t-testi sonuçlarında 2 yönlü anlamlılık düzeyi >0.05 olduğu iç indirekt, yarı-direkt ve indirekt ölçüm tekniğiyle elde edilen sonuçlara ait ortalamalar arasında bir fark olmadığı tespit edilmiştir (Çizelge 3)

Direkt ölçüm tekniğiyle boyuna dalga hızları ölçülmüş, yarı-direkt ve indirekt ölçüm tekniği için elde edilen regresyon eşitlikler kullanılarak boyuna dalga hızları hesaplanmıştır. Ölçülen ve hesaplanan boyuna dalga hızlarının farkları alınarak histogramlar çizilmiştir. Şekil 4'te görüldüğü gibi histogramların normal dağılım göstermesi istatistiksel ilişkilerin doğrulunu göstermektedir.





Şekil 3. Direkt, yarı-direkt ve indirekt ölçüm teknikleri arasındaki doğrusal ilişki.

Figure 3. Linear relationship between direct, semi-direct and indirect measurement techniques.

### Model Testi

Laboratuar ortamında elde edilen eşitliklerin arazide yapılacak ölçümler yardımıyla test edilmesi için arazide mermer bloğu üzerinde yarı-direkt ve indirekt ölçüm teknikleriyle ultrasonik hız deneyleri yapılmış, direkt ölçüm tekniği için aynı bloktan örnek alınmış ve ölçüm yapılmıştır (Şekil 5). Arazide 60 adet yarı-

direkt ve 60 adet indirekt ölçüm tekniğiyle ultrasonik hız değerleri ölçülmüş, ölçülen hızlar önerilen amprik ilişkiler kullanılarak direkt ölçüm tekniğiyle ölçülmesi gereken ultrasonik hız değeri, alınan örnek üzerinde de direkt ölçüm tekniğiyle ultrasonik hız değeri hesaplanmıştır. Ölçülen ve hesaplanan boyuna dalga hızları arasındaki istatistiksel ilişkiler incelenmiştir (Çizelge 4). Çizelge 4'te görüldüğü gibi ölçülen ve

Çizelge 2. t- Testi sonuçları.

Table 2. t-Test results.

Direkt-Yarı-Direkt			
		Direkt	Yarı-direkt
Direkt	Pearson Korelasyon Katsayısı	1	.946**
	İki Yönlü Anlamlılık Düzeyi		.000
	Örnek Sayısı	34	34
Yarı-direkt	Pearson Korelasyon Katsayısı	.946**	1
	İki Yönlü Anlamlılık Düzeyi	.000	
	Örnek Sayısı	34	34

\*\* Korelasyon 0.01 Düzeyinde Anlamlıdır.

Direkt-İndirekt			
		Direkt	İndirekt
Direkt	Pearson Korelasyon Katsayısı	1	.908**
	İki Yönlü Anlamlılık Düzeyi		.000
	Örnek Sayısı	34	34
İndirekt	Pearson Korelasyon Katsayısı	.908**	1
	İki Yönlü Anlamlılık Düzeyi	.000	
	Örnek Sayısı	34	34

\*\* Korelasyon 0.01 Düzeyinde Anlamlıdır.

Yarı-Direkt- İndirekt			
		Yarı-direkt	Indirect
Yarı-direkt	Pearson Korelasyon Katsayısı	1	.825**
	İki Yönlü Anlamlılık Düzeyi		.000
	Örnek Sayısı	34	34
İndirekt	Pearson Korelasyon Katsayısı	.825**	1
	İki Yönlü Anlamlılık Düzeyi	.000	
	Örnek Sayısı	34	34

\*\* Korelasyon 0.01 Düzeyinde Anlamlıdır.

hesaplanan ultrasonik hızlar arasında %1.91-%1.78 fark olduğu tespit edilmiştir.

## SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Çalışma kapsamında 3 farklı kökenden 34 farklı örnek üzerinde 311 direkt, 439 yarı-direkt ve 339 indirekt ölçüm tekniğiyle toplamda 1089 adet ultrasonik hız ölçüm yapılmıştır. Ölçülen ultrasonik hız değerleri kullanılarak ölçüm sonuçları arasında istatistiksel ilişkiler incelenmiş, direk-yarı direk, direk-indirekt ve yarı direk-indirekt ölçüm teknikleri için regresyon eşitlikleri üretilmiş ve korelasyon katsayıları hesaplanmıştır. Üretilen eşitlikler ve hesaplanan korelasyon katsayıları ;  $V_{p(D)}=0.925 V_{p(YD)}+387$  (  $r=0.95$ ),  $V_{p(D)}=0.722$

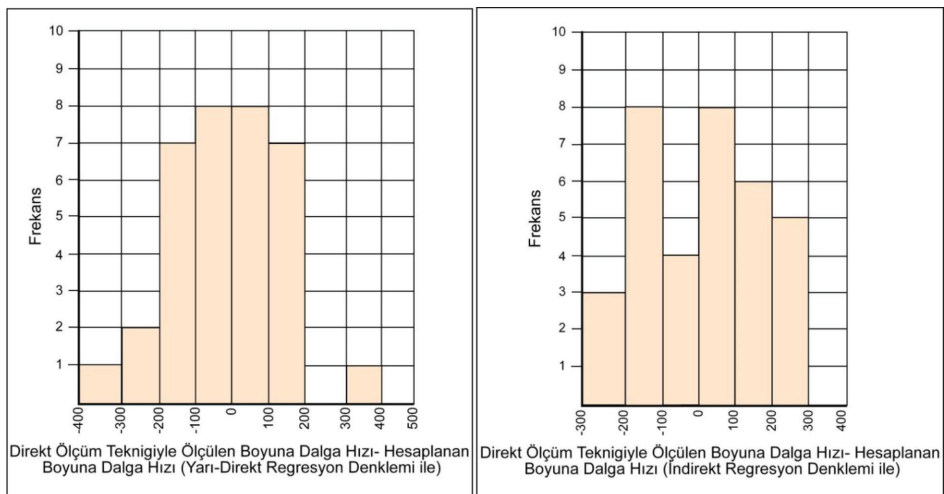
$V_{p(I)}+1472$  ( $r=0.91$ ) ve  $V_{p(YD)}=0.670 V_{p(D)}+1696$  ( $r=0.82$ ) olarak hesaplanmıştır. İstatistiksel değerlendirmeler sonucunda elde edilen denklemlerin korelasyon katsayılarının oldukça yüksek, ölçüm teknikleri arasında doğrusal bir ilişkinin mevcut ve ultrasonik hız değerlerinin ortalamalarının istatistiksel olarak anlamlı olduğu tespit edilmiştir.

Model test için arazide mermer bloğu üzerinde 60 adet indirekt, 60 adet yarı-direkt ve bloktan alınan örnek üzerinelaboratuarda10 adet direkt ölçüm tekniğiyle ultrasonik hız değerleri ölçülmüştür. Ölçülen ultrasonik hız değerlerinden (indirekt ve yarı-direkt) ampirik eşitlikler yardımıyla direk ölçüm tekniğiyle ölçülmesi gereken ultrasonik hız değeri hesaplanmıştır. Ölçülen ve hesaplanan ultrasonik hızlar arasında

Çizelge 3. t-Testi sonuçları  
Table 3. t-Test results

Direkt-Yarı Direkt										
F	Varyansların Eşitliği için Levene's Testi	Ortalama Eşitliği için t-testi								
		Anamlılık	T	Sd*	2 Yönlü Anamlılık Düzeyi	Ortalama farklar	Standart sapma	Farkın %95 Düzeyinde Güven Aralığı		
								Alt	Üst	
Ölçüm	Varyanslar Eşit			.110	66	.912	22.64706	205.25414	-387.156	432.45018
	Varyanslar Eşit Değil	.003	.959	.110	65.969	.912	22.64706	205.25414	-387.160	432.45381
Direkt-İndirekt										
F	Varyansların Eşitliği için Levene's Testi	Ortalama Eşitliği için t-testi								
		Anamlılık	T	Sd*	2 Yönlü Anamlılık Düzeyi	Ortalama farklar	Standart sapma	Farkın %95 Düzeyinde Güven Aralığı		
								Alt	Alt	
Ölçüm	Varyanslar Eşit			.616	66	.540	142.14706	230.58089	-318.223	602.51665
	Varyanslar Eşit Değil	2.415	.125	.616	62.823	.540	142.14706	230.58089	-318.657	432.951581
Yarı Direkt-İndirekt										
F	Varyansların Eşitliği için Levene's Testi	Ortalama Eşitliği için t-testi								
		Anamlılık	T	Sd*	2 Yönlü Anamlılık Düzeyi	Ortalama farklar	Standart sapma	Farkın %95 Düzeyinde Güven Aralığı		
								Alt	Alt	
Ölçüm	Varyanslar Eşit			.514	66	.609	119.50000	232.56236	-344.826	583.82574
	Varyanslar Eşit Değil	2.179	.145	.514	63.361	.609	119.50000	232.56236	-345.187	584.18701

\*Sd=Serbestlik Derecesi



Şekil 4. Ölçülen ve hesaplanan ultrasonik hızları arasındaki farklara ait histogramlar.

Figure 4. Histograms of differences between measured and calculated ultrasonic velocities.



Şekil 5. Ölçüm yapılan blok (a), yarı-direkt (b), indirekt (c) ve direkt (d) ölçüm tekniğiyle ölçüm.  
Figure 5. Measured block (a), semi-direct (b), indirect (c) and direct (d) measurement technique.

Çizelge 4. Ölçülen ve hesaplanan ultrasonik hız değerleri  
Table 4. Measured and calculated ultrasonic velocity values

	Direkt (m/sn)	Yarı- Direkt (m/sn)	İndirekt (m/sn)	Yarı-Direkt $V_{p(D)}=0.925$ $V_{p(YD)+}$ 387	Hesaplanan ve Ölçülen % Fark	İndirekt $V_{p(D)}=0.722$ $V_{p(ID)+}$ 1472	Hesaplanan ve Ölçülen % Fark
Ortalama	5776.85	5946.29	6104.55	5887.32	1.91	5879.49	1.78
Standart Sapma	55.93	126.94	205.46				
Deney Sayısı (Adet)	10	60	60				

%1.91(yarı-direkt)-%1.78 (indirekt) fark olduğu tespit edilmiştir. Ölçüm işlemlerinde anizotropi ve ölçüm mesafesinin etkisi dikkate alınmamıştır.

Direkt ölçüm tekniğinde sonuçların yanıltıcı olmaması için özellikle büyük çaplı karotlarda problemlerin karşılıklı yerleştirilmesine özen gösterilmelidir. Yarı-direkt ve indirekt ölçüm tekniklerinde problemler arasındaki mesafenin doğru ölçülmesine de dikkat edilmelidir. Genel olarak üretilen dalganın kaynağın merkezinden çıktığı, en kısa mesafeyi kat ettiği ve alıcıya merkez-

den ulaştığı kabul edilir. Bu nedenle çalışmada elde edilen farklı ölçüm değerlerinin bu kabulden kaynaklanabileceği göz ardı edilmemelidir.

#### KATKI BELİRTME

Yazarlar, araştırmadaki desteklerinden dolayı Doğu Karadeniz Mermer firması çalışanlarına, makalenin değerlendirilmesi aşamasında düzeltme önerileri ile değerli katkılar sağlayan hakemlere ve bu derginin çıkarılmasında emek sarf eden tüm yayın ekibine teşekkür eder.

**KAYNAKLAR**

- ASTM, 2008. D2845-08 Standard Test Method for Laboratory Determination of Pulse Velocities and Ultrasonic Elastic Constants of Rock, ASTM International, West Conshohocken, PA
- Babacan, A.E., Gelisli, K., Ersoy, H., 2008. Ultrasonik Ölçümlerle Kayaçların Jeoteknik Özelliklerinin Belirlenmesi. Türkiye 18. Uluslararası Kongre ve Sergisi, 14-17 Ekim, Ankara, Türkiye.
- Babacan, A.E., Ersoy, H., Gelisli, K., 2012. Kayaçların Fiziksel, Mekanik ve Elastik Özelliklerinin Ultrasonik Hız Tekniği ve Zaman-Frekans Analiziyle Belirlenmesi: Bej Kireçtaşları (KD Türkiye) Üzerine Örnek Bir Çalışma. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 36 (1), 63-73.
- Chau, K. T., Wang, P., Wong, R. H. C., 1996. Microcracking and Grain Size Effect in YuenLong Marbles. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. Vol. 33, No. 5, pp. 479-485.
- Ersoy, H., Özdemir, A., Yalçınalp, B., 2009. Geology and geotechnical properties of kalcik (Gümüşhane) travertines. Proceedings of The 21st International Mining Congress and Exhibition of Turkey, Antalya, 639-648.
- Gaviglio, P., 1989. Longitudinal Waves Propagation in a Limestone: the Relationship between Velocity and Density. Rock Mechanics and Rock Engineering, Vol. 22, No. 4, 1989, pp. 299-306.
- ISRM, 2007. The complete ISRM suggested methods for rock characterization, testing and monitoring: 1974-2006. In: Ulusay, R., Hudson, J.A. (Eds.), Suggested Methods Prepared by the Commission on Testing Methods. Compilation arranged by the ISRM Turkish National Group, ISRM, Ankara.
- Kahraman, S., 2001. Evaluation of simple methods for assessing the uniaxial compressive strength of rock. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Volume 38, 7, 981-994.
- Kahraman, S., 2002. Estimating the direct P-wave velocity value of intact rock from indirect laboratory measurements, International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, 39, 101-104.
- Karakuş, M., Kumral, M., Kılıç, O., 2005. Predicting elastic properties of intact rocks from index tests using multiple regression modelling. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 42, 2, 323-330.
- Karpuz, C., and Paşamehmetoğlu, A.G.; 1997. Field Characterisation Of Weathered Ankara Andesites. Engineering Geology, 46, 1-17.
- Katz O., Reches Z., Roegiers J.C., 2000. Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt Hammer. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 37:723-728.
- Kılıç A., and Teymen A., 2008. Determination of mechanical properties of rocks using simple methods. Bull Eng Geol Environ, 67:237-244.
- Savaliya, K. D., Thaker, K. K., Dave, U.V., 2014. Comparison between different methods of ultrasonic pulse velocity test on concrete. International Journal of Engineering Research and Applications (IJERA), ISSN:2248-9622, pp. 41-44.
- Singh, T.N., and Sharma, P.K., 2008. A correlation between P-wave velocity, impact strength index, slake durability in dexand uniaxial compressive strength. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Volume 67, 1: 17-22.
- Turgut, P., and Küçük, O.F., 2006. Comparative relationships of direct, and semi-direct ultrasonic pulse velocity measurements in concrete. Russian Journal of Nondestructive Testing, Vol. 42, No. 11, pp. 745-751.
- Tüysüz, N., and Yaylalı Abanuz, G., 2012. Jeostatistik Kavramlar ve Bilgisayarlı Uygulamalar, KTÜ Matbaası, Yayın No: 220, Trabzon.
- Yaman, İ. Ö., İnci, G., Yeşiller, N., Aktan, H. M., 2001. Ultrasonic pulse velocity in concrete using direct and indirect transmission. ACI Materials Journal, Title No. 98-M48, pp. 450-457.



## Hisarlıdağ (Enez-Trakya) Volkanizması Ortaç ve Asidik Kayaçlarının Jeokimyasal ve Petrolojik Özellikleri

### *Geochemical and Petrologic Properties of Intermediate and Acidic Rocks of Hisarlıdağ (Enez-Trakya) Volcanism*

AYKUT GÜÇTEKİN<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup>Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 41380 Kocaeli

Geliş (received) : 09 Ocak (January) 2017

Kabul (accepted) : 05 Mayıs (May) 2017

#### ÖZ

Trakya güneyinde Enez civarlarında bulunan Hisarlıdağ şoşonitik volkanizması ortaç ve asidik bileşimde lavlar ve geniş hacimlerde piroklastik ürünlerinden oluşmaktadır. Kayaçlar %52-67 arasında değişen silis içerikleriyle bazaltik andezitten dasite kadar bileşim aralığı sunmaktadır. Volkanizmayı oluşturan kayaçlar genel olarak hyalopilitik, porfirik dokular sergilemekle birlikte fenokristal topluluklarında gözlenen bir dizi dengesiz kristallenme özellikleri ile belirgindir. Kayaçların nadir toprak element (REE) içerikleri normalize diyagramında düzenli ve yarı paralel olup, hafif nadir toprak elementlerde (LREE) ağır nadir toprak elementlere (HREE) göre göreceli bir zenginleşme görülmektedir. N-tipi MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında Rb, Ba, Th, U, K gibi iri katyonlu litofil (LIL) elementlerde ve hafif nadir toprak elementlerde belirgin zenginleşme, Ta, Nb, Ti, Hf gibi yüksek değerlikli katyonlar (HFS) ve ağır nadir toprak elementlerde (HREE) göreceli tüketilme yitim bileşeni etkisi ile manto kaynağında metasomatizmayla açıklanabilir.

İz element verileri ile teorik olarak hesaplanan fraksiyasyon vektörleri, kayaçların gelişiminde plajiyoklaz, ortopiroksen, K-feldispat, amfibol, klinopiroksen kristalizasyonunun etkili olduğunu göstermektedir. Benzer şekilde asimilasyon ve fraksiyonel kristalizasyon (AFC) süreçlerini belirlemek için yapılan modellemelerden elde edilen sonuçlar, metasomatize olmuş bir manto kaynağından türeyen magmanın AFC işlemlerinden etkilendiğini ( $r=0.2-0.8$ ) ve değişen oranda kabuksal malzeme ile kirlendiğini göstermektedir. Şoşonitik karakterli K'ca zengin ortaç kayaçlardan oluşan Hisarlıdağ volkanizması, yaklaşan plaka sınırlarına benzer jeokimyasal özellikler göstermekle birlikte, flogopit içeren kıta altı litosferik mantonun ergimesi sonucunda gelişmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Magma karışımı, manto metasomatizması, şoşonitik seriler, Trakya.

#### ABSTRACT

*Hisarlıdağ shoshonitic volcanism in the vicinity of Enez located in the southern Thrace region is composed of intermediate and acidic lavas and voluminous pyroclastic materials. The composition of extrusive igneous rocks ranges from basaltic andesite to dacite with silica content between 52 and 67 wt. %. The rocks that are products of volcanism generally exhibit hyalopilitic and porphyritic texture and a series of disequilibrium crystallization properties observed in phenocrystal groups are distinctive. The rare earth element patterns of the rocks on normalized plots are straight and subparallel, and relative enrichment is seen in the light rare earth elements (LREE) in comparison with the heavy rare earth elements (HREE). In the multi-element diagram normalized to N-MORB, a significant enrichment in large ion lithophile elements (LIL) such as Rb, Ba, Th, U, K and light rare earth elements (LREE) and a relative depletion in high field strength elements (HFS) such as Ta, Nb, Ti, Hf and heavy rare earth elements (HREE) can be explained by metasomatism in the mantle source with the effect of subduction component. Fractionation vectors calculated theoretically with trace element data indicate that plagioclase, orthopyroxene, K-feldspar, amphibole, clinopyroxene minerals are the main minerals in crystallization assemblages of the rocks. Similarly, the results from the assimilation and fractional crystallization (AFC) modelling show that the magma derived from metasomatized magma source was affected by AFC processes ( $r=0.2-0.8$ ) and contaminated by crustal material in variable degrees. Hisarlıdağ volcanism composed of shoshonitic intermediate extrusive rocks enriched in K exhibits similar geochemical properties to convergent plate margins, it also indicates the partial melting of phlogopite bearing subcontinental lithospheric mantle.*

**Keywords:** Magma mixing, mantle metasomatism, shoshonitic series, Thrace.

\* A. Güçtekin

e-posta: a\_guctekin@yahoo.com

## GİRİŞ

Trakya bölgesinde farklı dönemlerde gelişen jeodinamik olaylar sonucu oluşan volkanik kayalar bulunmaktadır. Bölgede öncelikle, çarpışma kökenli Üst Eosen-Üst Oligosen yaşlı kalk-alkalen ve yüksek K'lı kalk-alkalen volkanik kayalar gözlenmektedir (Ercan, 1992). Bu kayalardan daha genç olan, Üst Miyosen yaşlı volkanik kayalar, kabuk ve manto malzemesinden türeyen şoşonitik volkanizmanın ürünüdür (Sümengen vd., 1987). Bölgede en son evrede ise Geç Miyosen-Kuvaterner zamanlarında gelişmiş, lokal gerilmeli zonlar boyunca görülen silisçe doyumsuz, mafik, küçük çaplı lav serilerinden oluşan geç evre alkali volkanizma gözlenmektedir (Aldanmaz vd., 2006).

Yay benzeri iz element içerikli yüksek K ve kalk-alkalen kayaların kökeni küresel bir sorundur (ör., Rock, 1984; Sloman, 1989; Turner vd., 1999). Yüksek-K kalk alkali magmatizma ile yitim zonları arasındaki ilişki uzun zamandır tanımlanmaktadır (Peccerillo, 1985; Rogers ve Hawkesworth, 1985). İri kationlu litofil elementler ve hafif nadir toprak elementlerdeki zenginleşme ile yüksek değerlikli kationlardaki göreceli tüketilmenin kombinasyonu yay lavlarına benzerdir (Gill, 1981; Wilson, 1989). Ancak tipik yay benzeri iz element dağılımı ile yüksek K magmalarının faaliyeti aktif yitim sonrası kaydedilir ve yükselme, gerilme veya doğrultu atım hareketi ile senkronize şekilde meydana gelir (Sloman, 1989). Bu kayaların yorumlanması, metasomatizma yoluyla mantoda üretilen kimyasal heterojenliğin yitim sonrası mevcut olabildiğini göstermektedir (Rogers vd., 1987; Thirwall, 1988; Sloman, 1989).

Trakya Enez civarında Hisarlıdağ volkanizması olarak adlandırılan volkanik sahada ortaç ve felsik lavların ürünleri ile birlikte geniş hacimlerde piroklastik ürünler bulunmaktadır. Ortaç ve felsik magmalar yerkürde oldukça bol gözlenmesine rağmen, petrojenetik çalışmalarda çoğunlukla bazik kayaların kullanılmasının nedeni bazik ürünlerin felsik ürünlere göre fraksiyonel kristalizasyon ve kabuk kirlenmesi gibi farklılaşma işlemlerinden daha az etkilenmesidir. Özellikle kristal oranı düşük bazaltik kayalar genellikle kayaç grupları içerisinde en primitif bileşime sahiptir ve bu nedenle magma kaynaklarının en belirleyici bileşimlerini hesaplamada güvenilir bir şekilde kullanılmaktadır. Bunun tersine felsik kayalar yüksek uyumsuz element içeriklerine ve çoğunlukla yüksek kristal oranına sahip olduğu için geniş bir şekilde fraksiyonel kristalizasyon ve asimilasyon fraksiyonel kristalizasyon süreçlerinden

etkilenmiş olabilir. Bu nedenle bölgede sadece düşük oranlarda farklılaşmayı işaret eden kristal oranı düşük volkanik kayaların değerlendirilmesi ile petrojenetik tanımlamalar yapılabilir.

Bu çalışmada, Trakya'da görülen Senozoyik yaşlı, orojenik kökenli Hisarlıdağ volkanizmasının ana ve iz element konsantrasyonlarından faydalanarak kayaların jeokimyasal özellikleri ile fraksiyonel kristalizasyon ve asimilasyon gibi farklılaşma süreçleri belirlenecektir. Kayaların iz element oranları ile de kaynak karakteristikleri belirlenmeye çalışılacaktır.

## GENEL JEOLojİ

Istranca masifinin güneyinde yer alan Trakya havzası, üçgen şekilli olup Tersiyer yaşlı büyük bir havzadır (Keskin, 1974). Kuzeyinde Karadeniz, doğusunda Marmara ve güneyinde Ege havzaları ile sınırlı olan bu havzanın Eosen Pliyosen yaşlı sedimanter çökeltilerle 9000 m kalınlığa ulaştığı belirtilmektedir (Kopp vd., 1969; Turgut vd., 1983, 1991; Görür ve Okay, 1996; Turgut ve Eseller, 2000).

Trakya havzası "Trakya Paleojen Havzası" ve "Trakya Neojen Havzası" olarak iki bölüme ayrılmaktadır (Elmas, 2003). İstifin en alt bölümünü Trakya Paleojen havzasının Alt Eosen-Alt Orta Miyosen çökelleri oluşturur ve bu çökeller Orta Eosen-Erken Oligosen transgresif, Orta Oligosen-Erken Miyosen'de ise regresif karakterlidir (Keskin, 1974; Turgut vd., 1983; Saner, 1985). En üstte Trakya Neojen havzasının Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı kıtasal silisik kırıntılıları, Trakya Paleojen havzası ve temel birimlerini ve farklı stratigrafik bölümlerini uyumsuz olarak örtmektedir (Elmas ve Şengül, 2013).

Bölgede Tersiyer öncesi temel birimleri kuzeyde Istranca Masifi, güneyde Pontid-Sakarya Zonu ve batıda Rodop-Pontid parçalarından oluşan Rodop Masifi oluşturmaktadır (ör; Ricou vd., 1998; Okay vd., 2001). Istranca Masifi Paleozoyik temel ve Triyas metasedimanter örtüden oluşur ve güneyde Trakya Fay Zonu ile sınırlıdır (ör; Natalin vd., 2012). Sakarya Zonu, Paleozoyik yaşlı granitoidler ile Jura ve daha genç sedimanları uyumsuz olarak üzerleyen Triyas yaşlı yığılma kompleksinden oluşur (Okay vd., 1996). Rodop Masifi, Vardar okyanusunun kapanması ve yitimle bir araya gelen kıtasal ve okyanusal karakterli Alpin ve Alpin öncesi naplardan oluşmaktadır (ör; Bonev ve Stampfli, 2011).

Havza genelinde, Erken-Orta Eosen döneminde, karasal ve denizel çökeltilerde yanal ve düşey yönde ge-



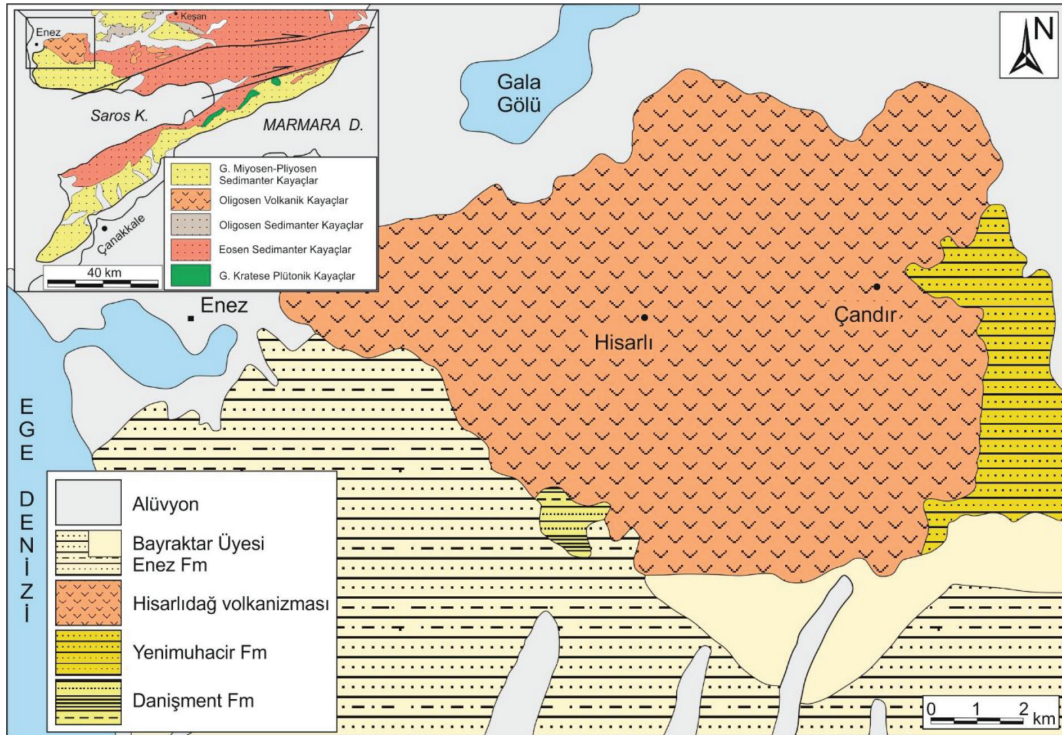
çişler bulunmaktadır (Siyako, 2005; 2006). Orta-Geç Eosen'de türbiditlerden oluşan Keşan formasyonu (Elmas, 2012), Geç Eosen sonu-Erken Oligosen başlarında ise, ortamın sığlaşmasıyla Yenimuhacir Grubu olarak adlandırılan istif çökelmeye başlamıştır (Kasar, vd., 1983; Saner, 1985; Sümengen ve Terlemez, 1991; Atalık, 1992; Siyako, 2005; 2006). Erken Miyosen dönemine kadar benzer ortamda Mezardere, Osmançık ve Danişmen formasyonları çökelmiştir (Ünal, 1967; Kasar vd., 1983; Siyako, 2005; 2006). Bu evrenin sonunda havzanın, dolması ve yükselmesini takip eden aşınma sonrası Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı birimler çökelmiştir. Güneybatı Trakya'da mostralari gözlenen Hisarlıdağ volkanizması Orta-Üst Miyosen çökelleri tarafından üzerlenmektedir (Şekil 1). Bölgede Enez formasyonu olarak adlandırılan (Elmas, 2012), Üst Miyosen birimleri Çanakkale ve Çekmece grupları ile Ergene Formasyonu olarak isimlendirilmektedir (Siyako, 2006).

Bölgede volkanizma ilk kez Orta Eosen sonlarına doğru Gelibolu çevresinde çökel kayaçlarla ara katkılı andezitik, dasitik tüfler ve yer yer küçük alanlarda lavlar şeklinde (Kopp, 1964) gözlenmiştir. Keşan yöresinde volkanizma andezitik, dasitik ve trakitik kayaçlardan oluşmaktadır (Ternek, 1949; Kopp, vd.,

1969). Enez civarında ise Saner (1985) tarafından Hisarlıdağ volkaniti olarak adlandırılan volkanizma, andezitik ve dasitik kayaçlar ile tuf aralanmalarından oluşmaktadır. Yaklaşık olarak 800 m. kalınlığa sahip volkanizma; riyodasitik tüfler, andezit, altere andezitik tüfler ve kırmızımsı yeşil renkli lahar akması ile oluşmuş tüflerle başlar, üste doğru beyaz renkli riyolitik tuf, riyodasit, andezit, bazalt ve bazaltik aglomeralar, ignimbritler ve ortaç aglomeralar ile devam eder (Ercan, 1992). Bölgede geniş bir zaman aralığında gelişen volkanizmanın üst seviyelerini temsil eden andezitik kayaçlardan K/Ar yöntemi ile yapılan yaş tayini sonucu  $35,0 \pm 0,9$  milyon yıllık bir yaş saptanmıştır (Sümengen vd., 1987).

## PETROGRAFI

Andezitik kayaçlarda hylopilitik, zayıf trakitik ve intersal dokular gözlemlenmiştir. Bazı kayaçlarda vesiküler doku gözlenmekle birlikte, bunların bazılarının kalsit, bazılarının çeperlerinde ise iğnemi klorit mineralleri ile dolduğu görülmektedir. Bu kayaçlar plajiyoklaz, amfibol, klino ve orto piroksen fenokristalleri içermektedir. Plajiyoklazlarda zonlanma ve polisentetik ikizlenme görülürmekte, fenokristallerin yaklaşık %40-60'ını oluşturmakta ve anortit içerikleri



Şekil 1. Hisarlıdağ volkanizmasının jeoloji haritası (Şentürk vd., 1998'den değiştirilerek alınmıştır).  
Figure 1. Geological map of the Hisarlıdağ volcanism (modified from Şentürk et al., 1998).

ise %17-23 arasında değişmektedir. Yaygın amfibol kapanımları görülen plajiyoklazlarla birlikte, bu tip kayalarda mantolanmış ve sünger dokulu plajiyoklazlar da bulunmaktadır. Amfiboller yaklaşık %20 oranında, yarı özşekilli ve özşekilsiz olmakla beraber bazılarında korona dokuları mevcuttur. Piroksenler daha az oranlarda olmakla birlikte zayıf glomeraporfirik dokular gözlenmektedir. Bazı örneklerde düşük oranlarda hamur tarafından kemirilmiş kuvarlar, ayrıca hamurda ve mikrofenokristaller halinde opak mineraller görülmektedir.

Dasidik kayalarda ise mikrogranüler ve intersal dokular yaygın olmakla birlikte, fenokristal oranları oldukça düşük, birkaç örnekte aynı kökenli inklüzyonlar görülmektedir. Bu kayalarda plajiyoklaz yaygın fenokristal fazlarını oluştururken bollukları %50-70 arasında ve anortit içerikleri %18-28 arasında değişmektedir. Plajiyoklazlarda elek dokuları, mantolanma ve amfibol kapanımları belirgin gözlenen özel dokular olmakla birlikte, aynı örneklerde bazı plajiyoklazlar ise kapanımsız ve mantolanmamış şekilde bulunmaktadır. Amfiboller özşekilli ve yarı özşekilli olup fenokristallerin yaklaşık %20'sini oluşturmaktadır ve bazılarında korona dokularına rastlanılmaktadır. Biotitler %5 civarında bazılarında zayıf kloritleşmeler bulunmaktadır. Bazı örneklerde vesiküler bol ve dolgusuzdur. Örneklerin bazılarında volkanik camın devitrifikasyonu ile oluşan sferulitler görülmektedir.

## JEOKİMYA

### Analitik Yöntemler

Hisarlıdağ volkanizmasının jeokimyasal karakteristiklerini belirlemek için petrografik çalışmalara göre seçilen 20 volkanik kayacın alterasyonlu yüzeyleri temizlendikten sonra kırma ve öğütme işlemleri gerçekleştirilmiştir. Hazırlanan örneklerin ana ve iz element analizleri Kocaeli Üniversitesi Analitik Jeokimya Laboratuvarında SKAYRAY EDX3600B model XRF ve PERKIN ELMER-DRC-E model ICP-MS cihazları kullanılarak gerçekleştirilmiştir. İz element analizleri için yaklaşık 0.2 g kayaç tozu 1.4 g LiBO<sub>2</sub> ile ergitilmiş, sonrasında 50 ml %5'lik HNO<sub>3</sub>'te çözündürülmüş ve sonuçlar ICP-MS cihazı ile okunmuştur. Analizlerde 20 ppb Re, Rh internal standart örneklerle otomatik olarak eklenmiştir. Analizlerde rölatif standart sapma (RSD) değerleri %5'ten küçüktür. Ana oksitler ergitilmiş diskler hazırlandıktan sonra XRF spektrometresi kullanılarak ölçülmüştür. Bu işlem için için 0.6 g kayaç tozu 3 g LiBO<sub>2</sub> ile karıştırılıp 1100 °C'de 15 dakika ısıtılmıştır. Analizlerde standart hata %2'den küçüktür.

Ateşte kayıp değerleri ise kayaç tozlarının 2 saatten fazla bir süre 900°C'de ısıtılması ile belirlenmiştir.

### Ana-İz Element Jeokimyası

Hisarlıdağ volkanizmasına ait kayaların tüm kaya kimyasal verilerine göre SiO<sub>2</sub> içerikleri % 52-67 arasında olmakla birlikte, K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O>5%, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O>0.7, düşük TiO<sub>2</sub> (genellikle <0.9), yüksek fakat değişken Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%14-17) içeriklerine sahiptir (Çizelge 1). Volkanik kayalar Le Bas vd. (1986) toplam alkali (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)'ye karşı SiO<sub>2</sub> (TAS) diyagramında bazaltik trakiandezit, trakiandezit, trakidasit, dasit ve andezit olarak görülürken (Şekil 2a), altere ve ayrışmaya maruz kalmış volkanik kayalarda kullanılabilen Th-Co diyagramında (Hastie vd., 2007), bazaltik andezit, andezit, dasit ve riyolit türü volkanik kayalar yüksek-K ve şoşonitik alana düşmektedir (Şekil 2b). Bu kayalara ait semboller tüm şekillerde aynı kullanılmıştır. Peccerillo ve Taylor (1976) tarafından oluşturulan SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O diyagramında örneklerin büyük çoğunluğunun şoşonitik karakterde oldukları görülmektedir (Şekil 3). Değişim diyagramlarında seçilmiş TiO<sub>2</sub>, FeO, CaO, MgO gibi oksitlerde SiO<sub>2</sub> artışına karşı azalma görülmektedir. Benzer şekilde iz elementler arasında ise SiO<sub>2</sub> artışı ile birlikte Rb, Ba gibi elementlerde pozitif yönsemelere karşı Y elementinde zayıf negatif, Sr elementinde ise yatay bir yönseme gözlenmektedir (Şekil 4).

Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element diyagramında kayaların hafif nadir toprak elementlerinin, düzenli ve yarı paralel olmakla birlikte ağır nadir toprak elementlere göre, (La<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub>=8.6-12.3, trakiandezit-trakidasit; La<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub>=5.7-9.3 andezit, dasit) göreceli olarak zenginleştikleri görülmektedir. Ayrıca negatif Eu anomalileri gözlenmektedir (Şekil 5).

N-tipi MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında Rb, Ba, Th, U, K gibi iri katyonlu litofil (LIL) elementlerde ve hafif nadir toprak elementlerde belirgin zenginleşme, Ta, Nb, Ti, Hf gibi yüksek değerlikli katyonlarda ve ağır nadir toprak elementlerde göreceli bir tüketilme görülmektedir (Şekil 6). Tüm örneklerde negatif Nb, Ta, Zr ve Ti anomalileri dalambatma ile ilgili aktif kıtasal kenarlara benzemektedir ve iri katyonlu litofil (LIL) elementlerdeki zenginleşme, yitim bileşeni etkisiyle manto kaynağındaki metasomatizmayla açıklanabilir (Pearce, 1983).

### Fraksiyonel Kristalleşme

Volkanik kayaları etkileyen fraksiyonlaşma süreçleri ana ve iz element değişimlerine göre

Çizelge 1. Hisarlıdağ volkanizması örneklerinin majör ve iz element konsantrasyonları.  
Table 1. Major and trace element concentrations, for the samples from the Hisarlıdağ volcanism.

Örnek No	TH-1	TH-3	TH-18	TH-19	TH-20	TH-21	TH-22	TH-23	TH-24	TH-25	TH-28	TH-29	TH-30	TH-31	TH-37	TH-39	TH-40	TH-41	TH-42	TH-43
SiO <sub>2</sub>	66.59	61.20	55.23	51.63	63.42	63.27	59.97	59.32	68.53	65.99	59.08	66.57	66.24	62.39	67.13	65.26	59.76	65.54	68.51	61.65
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.72	0.97	0.88	0.63	0.57	0.57	0.55	0.47	0.48	0.45	0.50	0.45	0.50	0.70	0.68	0.55	0.52	0.32	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.83	17.05	16.25	19.89	15.51	16.53	16.32	15.68	15.62	16.21	14.33	17.06	15.79	16.06	17.51	15.92	16.34	15.41	15.13	16.23
FeO	2.42	3.56	7.54	7.59	5.42	6.03	6.23	5.68	4.25	4.62	4.32	3.55	4.02	5.58	0.47	4.33	5.62	3.65	2.83	5.91
MnO	0.03	0.13	0.21	0.22	0.09	0.13	0.06	0.06	0.03	0.04	0.06	0.05	0.02	0.04	0.01	0.02	0.05	0.07	0.01	0.05
MgO	0.34	0.88	1.80	2.46	1.72	0.82	1.91	0.68	0.41	0.36	0.81	0.82	0.75	1.52	0.36	0.34	1.08	0.88	0.86	1.66
CaO	1.12	2.81	6.16	9.67	5.19	3.30	4.59	6.41	2.94	3.08	7.47	3.40	3.23	4.34	1.96	1.82	5.65	3.43	2.97	4.55
K <sub>2</sub> O	7.57	5.32	4.57	2.33	2.86	4.76	3.49	3.51	4.24	3.92	4.07	4.34	4.31	3.21	6.08	5.05	3.46	4.55	3.98	3.28
Na <sub>2</sub> O	3.65	3.78	3.75	2.98	2.74	2.45	2.71	2.77	2.92	3.11	2.31	2.83	2.61	2.78	3.21	4.17	2.80	2.94	2.93	2.87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.22	0.63	0.38	0.13	0.12	0.13	0.13	0.09	0.11	0.09	0.09	0.10	0.09	0.26	0.18	0.13	0.10	0.09	0.10
LOI	0.99	5.14	3.60	1.98	2.87	2.63	3.86	5.17	1.20	2.54	7.41	1.14	3.02	3.42	2.81	2.14	4.87	2.99	3.05	3.45
Toplam	100.13	100.81	100.69	100.01	100.58	100.61	99.84	99.96	100.68	100.45	100.41	100.34	100.54	99.92	100.50	99.91	100.31	100.08	100.66	100.24
Cr	2.4	6.1	1.3	13.8	11.7	10.8	6.3	9.0	14.0	11.7	12.1	13.9	12.7	8.8	4.4	4.7	8.9	12.5	14.5	9.9
V	53	55	181	296	158	146	157	146	70	82	95	101	105	69	59	18	149	102	105	73
Ni	2.6	3.7	1.6	12.0	6.2	6.0	5.4	4.8	5.4	4.7	5.8	6.5	8.3	4.6	2.5	3.5	5.6	6.8	6.7	6.4
Co	2.9	4.1	14.3	26.7	12.9	13.7	13.2	11.3	6.7	7.0	10.3	10.4	9.2	10.9	2.0	2.0	11.8	11.4	10.3	11.6
Cu	6.4	17.4	29.7	122.3	14.2	18.0	15.9	11.3	16.5	10.5	33.7	25.9	26.8	13.9	28.1	1.9	12.0	28.3	26.6	15.7
Zn	42.8	82.5	87.0	77.8	58.3	59.8	57.4	52.4	21.8	33.4	42.4	32.6	34.9	41.3	45.1	95.1	53.0	35.8	34.0	42.4
Ga	26.8	33.1	27.8	28.0	21.6	22.5	20.6	20.5	18.7	19.5	17.1	19.0	18.8	17.7	30.3	24.3	20.4	19.2	18.6	18.3
Rb	299.5	317.7	156.4	57.4	186.3	228.6	146.6	160.3	172.5	149.5	169.4	191.8	194.0	120.0	211.1	184.0	155.6	195.1	195.2	121.3
Sr	216	546	747	1176	371	300	316	325	303	307	293	306	304	345	376	312	321	310	305	345
Y	26.1	39.6	36.5	23.8	24.0	24.2	22.3	27.0	21.5	24.1	17.5	16.3	16.1	18.8	33.9	33.9	24.7	16.8	16.6	19.3
Zr	308	416	185	102	172	163	151	159	172	165	161	167	170	146	355	290	156	158	177	156
Nb	11.5	17.2	9.0	4.0	7.7	7.7	7.1	7.5	7.2	6.8	6.9	7.5	7.4	6.3	13.9	11.7	7.3	7.1	7.7	6.3
Cs	2.94	13.13	1.57	0.52	5.55	5.62	2.96	4.60	4.98	2.85	4.49	5.84	5.79	3.41	3.45	4.16	4.11	6.08	5.77	3.36
Ba	1034.91	1577.73	1041.38	760.09	551.90	831.96	616.24	568.00	556.84	559.32	508.12	542.98	552.50	473.17	1765.90	1029.11	574.86	555.53	549.47	471.38
La	53.2	67.5	49.5	26.4	27.6	30.6	30.7	27.7	29.0	30.0	24.1	26.0	25.6	21.1	61.7	49.3	27.8	26.7	26.0	20.6
Ce	104.5	137.5	103.8	56.5	53.5	57.6	56.7	53.3	53.3	54.0	48.1	52.0	49.5	41.2	124.7	100.9	52.0	53.8	51.1	41.0
Pr	11.85	16.31	12.95	7.38	6.27	7.24	7.05	6.20	6.89	7.46	5.43	5.84	5.54	4.75	14.67	12.15	6.25	5.99	5.76	4.71
Nd	42.83	59.50	52.57	31.12	22.99	26.77	25.75	22.94	25.55	28.13	19.43	20.81	20.66	17.93	53.16	45.99	22.64	21.48	20.98	17.48
Sm	7.34	10.94	10.39	6.80	4.72	5.22	4.88	4.38	4.97	5.60	3.73	4.18	3.88	3.55	9.46	8.88	4.48	4.25	4.18	3.63

Örnek No	TH-1	TH-3	TH-18	TH-19	TH-20	TH-21	TH-22	TH-23	TH-24	TH-25	TH-28	TH-29	TH-30	TH-31	TH-37	TH-39	TH-40	TH-41	TH-42	TH-43
Eu	1.77	2.30	2.46	1.96	1.06	1.15	1.18	1.11	1.05	1.26	0.91	0.98	0.92	0.93	2.01	2.17	1.11	0.99	0.98	0.93
Gd	6.33	9.30	9.04	6.00	4.40	5.06	4.64	4.26	4.76	5.13	3.62	3.59	3.53	3.45	8.31	7.96	4.30	3.81	3.58	3.53
Tb	0.86	1.33	1.28	0.84	0.67	0.79	0.70	0.66	0.71	0.77	0.51	0.55	0.53	0.55	1.13	1.16	0.68	0.56	0.54	0.54
Dy	4.87	7.17	7.16	4.91	4.27	4.85	4.17	4.17	3.88	4.58	3.16	3.02	2.95	3.43	6.37	6.62	4.02	3.12	3.16	3.50
Ho	0.90	1.32	1.30	0.86	0.81	0.92	0.81	0.82	0.74	0.86	0.61	0.59	0.57	0.65	1.14	1.21	0.79	0.57	0.57	0.65
Er	2.77	4.08	3.73	2.45	2.39	2.79	2.42	2.51	2.32	2.59	1.91	1.64	1.76	2.08	3.43	3.51	2.29	1.76	1.82	2.22
Tm	0.43	0.62	0.52	0.35	0.37	0.43	0.38	0.38	0.31	0.39	0.29	0.27	0.26	0.30	0.50	0.50	0.34	0.26	0.26	0.32
Yb	3.03	4.31	3.75	2.28	2.47	3.07	2.54	2.50	2.28	2.72	2.01	1.90	1.86	2.20	3.44	3.35	2.43	1.91	1.83	2.27
Lu	0.48	0.67	0.55	0.34	0.41	0.48	0.41	0.39	0.37	0.43	0.32	0.31	0.29	0.35	0.52	0.51	0.39	0.30	0.30	0.37
Hf	12.3	15.8	7.5	4.4	7.2	7.1	6.5	6.6	7.7	7.1	6.5	7.7	7.5	6.3	13.8	12.3	6.6	6.9	7.9	6.6
Ta	1.02	1.28	0.71	0.29	0.80	0.85	0.75	0.76	0.96	0.93	0.83	0.93	0.93	0.74	1.26	1.04	0.74	0.97	0.94	0.74
Pb	35.1	51.3	25.8	18.5	21.1	20.3	17.0	17.8	20.4	21.9	20.4	22.1	21.7	18.6	50.9	30.7	16.8	22.0	21.6	18.9
Th	36.9	49.8	25.6	10.5	20.9	21.6	18.3	18.5	25.3	23.8	22.7	25.5	25.0	18.2	51.6	30.8	18.0	25.5	25.0	18.0
U	8.66	12.46	4.30	3.53	5.92	5.23	4.01	3.98	4.24	5.73	5.39	7.19	7.42	3.11	12.06	4.68	3.91	7.14	7.45	3.07
Eu/Eu*	0.79	0.70	0.78	0.94	0.71	0.68	0.76	0.79	0.66	0.72	0.76	0.77	0.76	0.81	0.69	0.79	0.77	0.75	0.78	0.80

belirlenebilmektedir ve bu değişimler harker diyagramları ile gözlenebilmektedir. Daha önce Şekil 4'te bahsedildiği gibi birçok majör elementlerdeki  $\text{SiO}_2$  artışına karşılık azalmalar bazı fraksiyasyon fazlarına işaret edebileceği gibi Rb, Ba gibi iz elementlerde gözlenen artışlar sadece fraksiyonel kristalizasyonla açıklanamaz ve bu kayaçların gelişiminde asimilasyon-fraksiyonel kristalizasyon (AFC) ve magma karışımı süreçlerinin birlikte düşünülmesi gerekmektedir.

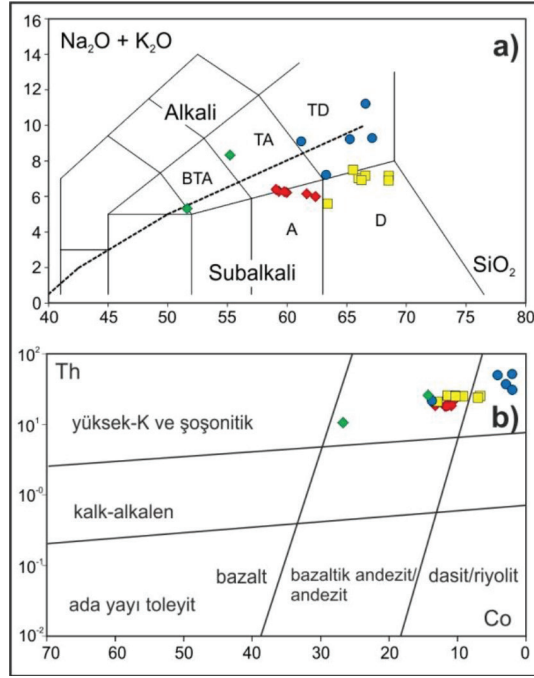
Örneklerin Eu/Eu\* değerleri 0.6-0.9 arasında olup, negatif Eu anomalisi göstermekte (Şekil 7) ve bu durum magma serilerinin oluşumu esnasında gelişen plajiyoklaz kristalizasyonu veya plajiyoklaz mineralince fraksiyonlanmaya uğramış kıta kabuğu materyali ile kirlenmeyle açıklanabilir.

İz element konsantrasyonlarındaki değişimlerle fraksiyonel kristalizasyon etkilerinin sayısal modellemesi için 'Rayleigh' eşitliği (Albarède, 2003) kullanılmış ve Rb'ye karşı sırasıyla Sr, Ba, Th, Y elementleri diyagramlarda değerlendirilmiştir (Şekil 8). Fraksiyonel kristalizasyon modellemelerinde Rb uyumsuzluğu yüksek element olduğu için fraksiyonlanma indeksi olarak kullanılmıştır. Modellemede şekilde belirtilen başlangıç bileşimi önemli olmayıp, vektörlerin yönsemesi dikkate alınmaktadır. Şekilde örneklerin Rb artışı ile birlikte Ba, Y ve Th elementlerinde pozitif bir korelasyon gözlenmekle birlikte, teorik olarak hesaplanmış fraksiyonel kristalizasyon vektörlerine göre volkanizmanın evriminde plajiyoklaz, k-feldispat, piroksen ve amfibol minerallerinin etkisinden söz edilebilir. Hisarlıdağ volkanizmasına ait kayaçlar teorik olarak oluşturulmuş, şekilde okla gösterilen mineral topluluğu ile  $(plj_{[ \%45]} + opx_{[ \%20]} + kfels_{[ \%15]} + amf_{[ \%10]} + cpx_{[ \%10]})$  uyumlu olduğu görülmektedir (Şekil 8).

### Asimilasyon, Fraksiyonel Kristallenme Süreçleri

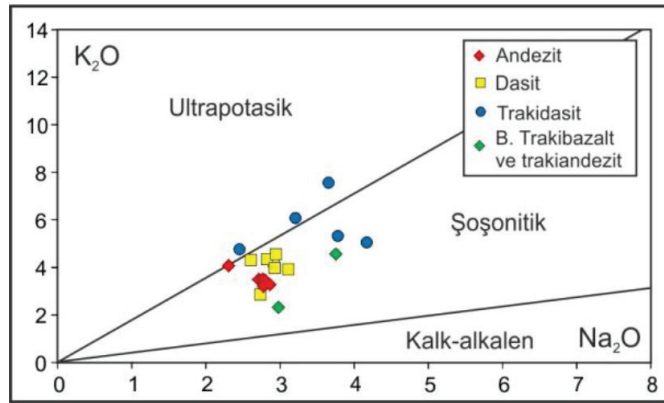
Büyük hacimli kıtasal silisik magmaların çoğunluğu, kıtasal kayaçlar ve mantodan türemiş bazaltik ergiyiklerin hibritleşmesi ile oluşur (De Paolo vd., 1992). Hibritleşmeyle oluşan kabuk ve manto karışımı için çoğu araştırmacı, kimyasal kanıtların önemli olduğunu belirtmiştir. Jeokimyasal çalışmalar, asimilasyon ile fraksiyonel kristallenmenin volkanik kayaçların farklılaşmalarındaki en önemli işlemlerin başında geldiğini göstermiştir (De Paolo, 1981; Spera ve Bohron, 2001). Mantodan türeyen magmalar kalın kabuk bölümünü geçerken asimilasyon ve bu nedenle kontaminasyondan belli derecede etkilenmektedir.

Hisarlıdağ kayaçlarına ait örneklerin petrografik ve dokusal karakteristikleri, kayaçların oluşumunda



Şekil 2. a) Volkanik kayaların toplam alkali, SiO<sub>2</sub> içeriklerine göre adlanması (Le Bas vd., 1986'a göre). Alkali ve subalkali magma serilerini ayıran kesikli çizgi, Irvine ve Baragar (1971)'den alınmıştır (A: Andezit, D: Dasit, BTA: bazaltik trakiandezit, TA: Trakiandezit, TD: Trakidasit). b) Volkanik kayaların Th-Co (Hastie vd., 2007) diyagramı. Tüm şekillerde aynı semboller kullanılmıştır.

Figure 2. Classification of the volcanic rocks of Hisarlıdağ. a) TAS diagram of Le Bas et al. (1986). The dashed line separating the alkali and subalkali magma series was taken from Irvine and Baragar (1971) (A: andesite; D: dacite; BTA: basaltic trachyandesite; TA: trachyandesite; TD: trachydacite). b) Th versus Co (after Hastie et al., 2007) diagram for the volcanic rocks. In all figures the same symbols are used.



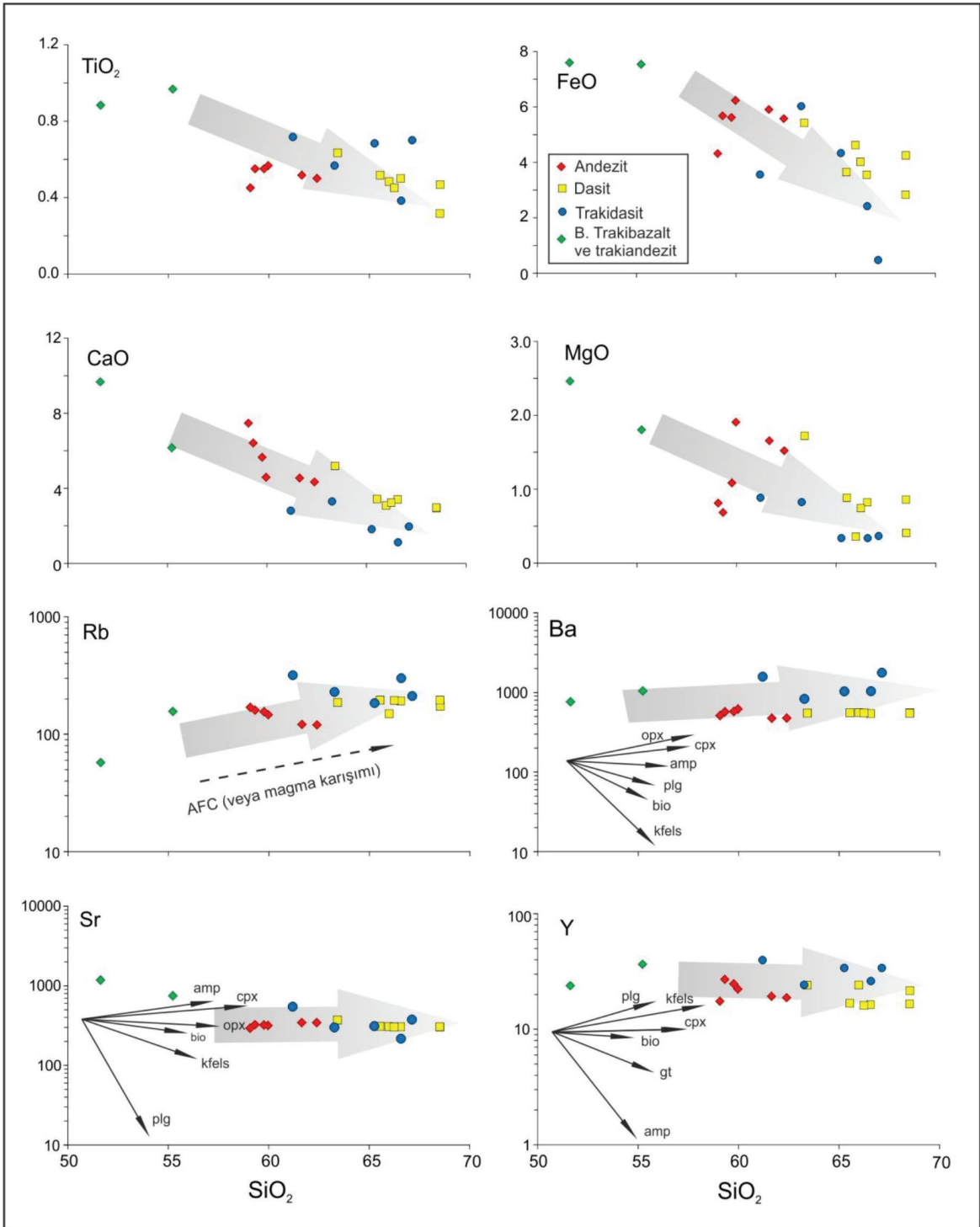
Şekil 3. Hisarlıdağ volkanik kayalarının Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O diyagramı.

Figure 3. Na<sub>2</sub>O vs K<sub>2</sub>O diagram for volcanic rocks of Hisarlıdağ.

magma karışım sürecinin önemli rol oynadığını göstermektedir. Plajiyoklazlarda gözlenen elek dokuları, aynı kayalarda farklı jenezde bulunan plajiyoklaz kristalleri, amfibollerde reaksiyon çeperleri, kemirilmiş kuvars kristalleri karışım dokularına işaret etmektedir.

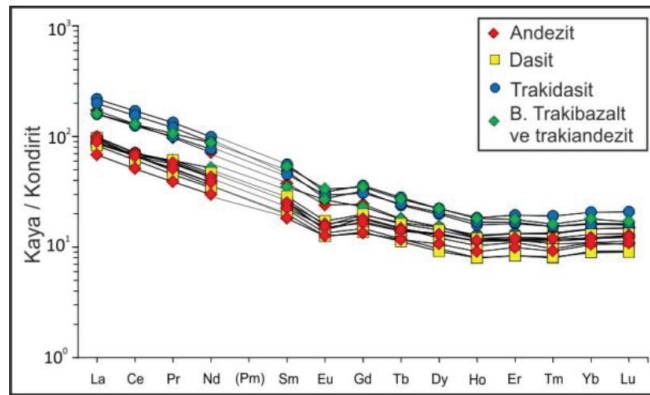
Kayaçların yüksek Ba/Nb (~71-127) ve Zr/Nb (~20-26) oranları, bu kayaçların gelişiminde değişen

derecelerde kabuksal kirlenme sürecini desteklemektedir. Kayaçlardaki böylesi jeokimyasal karakteristikler, mafik ve felsik ergiyikler arasında belli oranlarda karışımı ve bölümsel ergime derecelerindeki değişimleri işaret etmektedir. Ayrıca majör elementlerin kesiksiz yönsemeleri kayaçların aynı kaynaktan türeyerek farklılaştığını göstermektedir. Hisarlıdağ



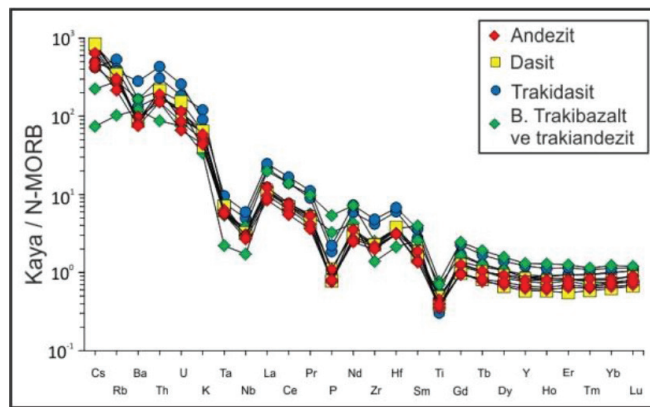
Şekil 4. Volkanik kayaçların seçilmiş Harker diyagramları. Olası kristalizasyon fazlarının teorik vektörleri tek fazın %50 fraksiyonudur. Modellemede kullanılan paylaşıma katsayıları Rollinson (1993)'ten derlenmiştir. Kısaltmalar: amp= amfibol; plg= plajiyoklaz; k-fels: k-feldispat; bi=biyotit; cpx=klinopiroksen; opx=ortopiroksen.

Figure 4. Selected Harker variation diagrams of the volcanic rocks. Theoretical vectors for the likely crystallizing phases are for 50% fractionation of single phases. Partition coefficients used for the modeling are compiled from Rollinson (1993). Abbreviations: amp = amphibole; plg = plagioclase; K-feld = K-feldspar; bio = biotite; cpx = clinopyroxene; opx = orthopyroxene.



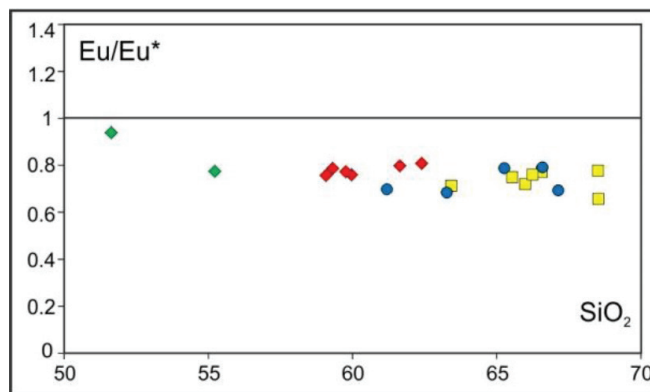
Şekil 5. Hisarlıdağ volkanik kayaların kondrite göre normalize edilmiş REE desenleri. Kondrit değerleri Boynton (1984)'ten alınmıştır.

Figure 5. Chondrite-normalized REE element patterns for the Hisarlıdağ volcanic rocks. Chondrite normalising values are from Boynton (1984).



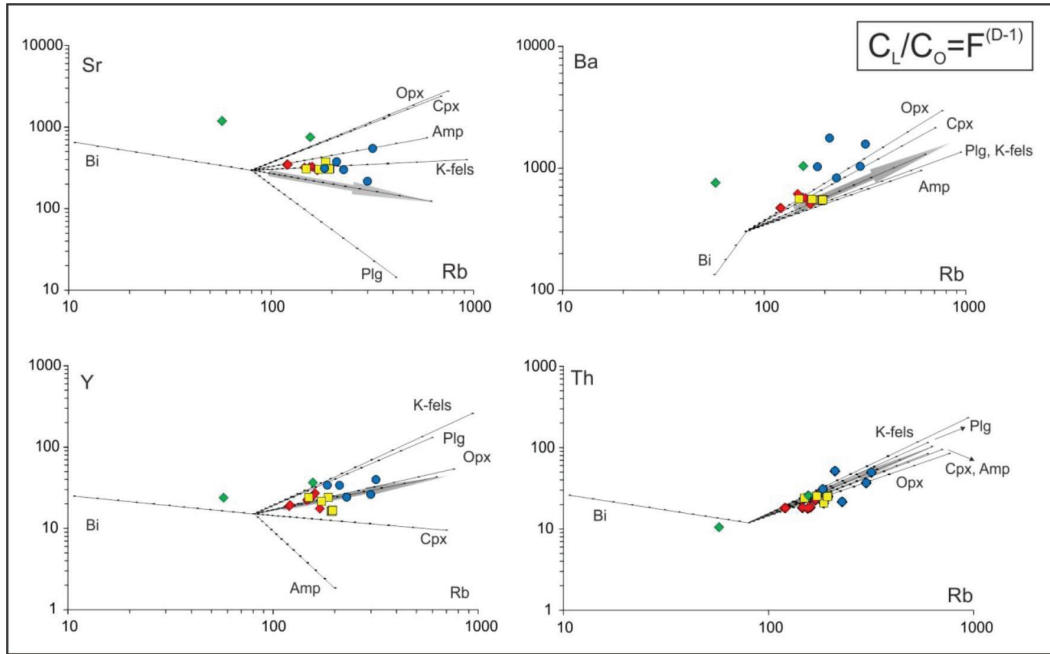
Şekil 6. Hisarlıdağ volkanik kayaların N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element dağılım diyagramı. N-MORB normalize değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır.

Figure 6. N-MORB normalized multi-element patterns for the Hisarlıdağ volcanic rocks. N-MORB normalising values are from Sun and McDonough (1989).



Şekil 7. Volkanik kayaların  $\text{SiO}_2$  - Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ) diyagramı.

Figure 7.  $\text{SiO}_2$  vs. Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ) diagram for the volcanic rocks.



Şekil 8. Volkanik kayaların petrojenez çalışmaları için kullanılan iz element diyagramları. Diyagramlar içerisinde gösterilen (a- logRb-logSr; b- logRb-logBa; c- logRb-logY; d- logRb-logTh) faz kombinasyonlarının kristalizasyonu için teorik Rayleigh fraksiyasyon vektörlerini göstermektedir. Vektörlerin başlangıç bileşeni Sr:300, Rb:80, Ba:300, Y:15, Th:12 olarak alınmıştır. Her bir vektör üzerindeki işaretler %5 kristalizasyon aralıklarını gösterir. Kısaltmalar: amp= amfibol; plg= plajiyoklaz; k-fels: k-feldispat; bi=biyotit; cpx=klinopirosen; opx=ortopirosen.

Figure 8. Trace element diagrams of the volcanic rocks used for the petrogenesis study. The starting composition of the vectors is taken as Sr:300, Rb:80, Ba:300, Y:15, Th:12. Diagrams showing theoretical Rayleigh fractionation vectors for crystallisation of the phase combinations indicated in the inset (a- logRb-logSr; b- logRb-logBa; c- logRb-logY; d- logRb-logTh). Thick marks on each vector are shown 5% crystallization intervals. Abbreviations: amp = amphibole; plg = plagioclase; K-feld = K-feldspar; bio = biotite; cpx = clinopyroxene; opx = orthopyroxene.

kayaçlarının oluşumunda, mafik kaynakların bölümsel ergimesiyle oluşan magmaların felsik sistemlerle karışması bu farklılaşmaya neden olarak gösterilebilir.

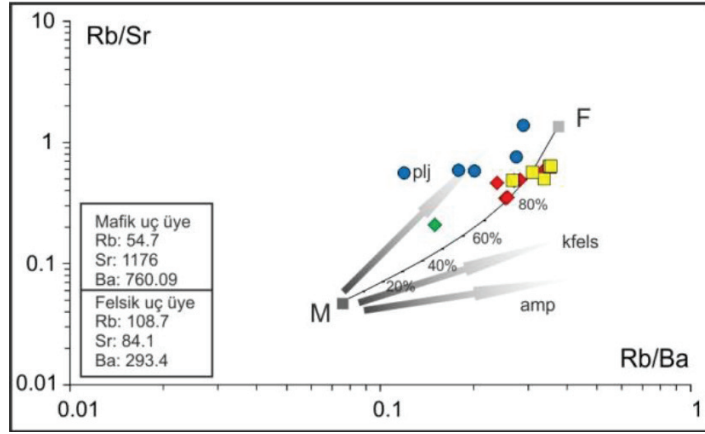
Hisarlıdağ volkanizmasının olası kabuk kirlenmesi bileşimlerinin hesaplanması için bölgede kabuk ve manto kayaçlarındaki iz element verileri değerlendirilmiştir. Kabuk verileri için Trakya bölgesinin temel kayaçları olan Istranca masifine ait metagranit, ve lökokratik gnaylardan (Sunal vd., 2006) yararlanılmıştır. Manto kaynağı uç bileşenleri ile ilgili çalışmalarda ise Trakya'da ortaç bileşimli olan ve iz element-izotop karakteristikleri ile metasomatize manto kaynaklı olduğu belirlenen (Ersoy vd., 2014) kayaçlardan yararlanılmıştır.

Şekil 9'da Rb/Sr - Rb/Ba diyagramı, mantodan türeyen bazaltik magmanın kabuk kirlenmesiyle birlikte değişimlerini bir karışım eğrisinde göstermektedir. Langmuir vd. (1978) tarafından oluşturulmuş eşitlikle hazırlanan şekilde örneklerin artan Rb/Sr oranları ile Rb/Ba oranlarının sistematik olarak

arttığı görülmektedir. Bu sistematik artış metasomatize mantodan türeyen ergiyik ve kabuktan türeyen felsik ergiyik arasında değişen oranlardaki karışımla açıklanabilir. Rb, Sr, Ba açısından ortalama bir bazalt bileşimine ortalama kabuk bileşiminin kademeli ilavesi hem Rb/Sr hem de Rb/Ba oranlarını arttıracaktır (Köprübaşı ve Aldanmaz, 2004). Bunun nedeni kabuk kayaçlarının Rb/Sr ve Rb/Ba oranları mantodan türeyen bazalt ergiyiklerindeki orandan çok daha yüksek olmasıdır. Model hesaplamaları bazaltik ergiyiğe en az %50 kabuktan türeyen felsik ergiyiklerin eklenmesi ile en düşük Rb/Sr ve Rb/Ba oranına sahip bileşimi üretmek için yeterli olacağını göstermektedir (Şekil 9).

Hisarlıdağ volkanizmasının gelişiminde kabuk katkısını test etmek ve değerlendirmek için Th/U oranı kullanılarak klasik AFC modellemesi (De Paolo, 1981) gerçekleştirilmiştir. Th/U oranı, bu elementlerin oldukça uyumsuz olması, kabukta yüksek oranlarda oluşu ve amfibol





Şekil 9. Volkanik kayaların Rb/Ba-Rb/Sr oranları. Veriler çoğunlukla mantodan türeyen bazalt ve kabuktan türemiş felsik ergiyikler arasındaki karışım eğrisini tanımlamaktadır. Mantodan türeyen ergiyik bileşeni bu çalışmadan alınmıştır (Th-19). Kabuk bileşeni Sunal vd., 2006'dan alınmıştır. Plajiyoklaz, K-feldispat ve amfibol fraksiyonel kristalizasyon vektörleri ayrıca gösterilmektedir.

Figure 9. Rb/Ba versus Rb/Sr ratios for volcanic rocks. The data mostly define a mixing curve between mantle-derived basalt and crust-derived felsic melts. Mantle-derived melt composition is taken from in this study (Th-19). The crustal melt is taken Sunal et al., 2006. Vectors for fractional crystallization of plagioclase, K-feldspar and amphibole are also shown.

fraksiasyonundan fazla etkilenmemesi nedeniyle seçilmiştir. Ayrıca Th fraksiasyon indisi olarak Th/U oranına karşı aynı diyagramda kullanılmıştır (Şekil 10).

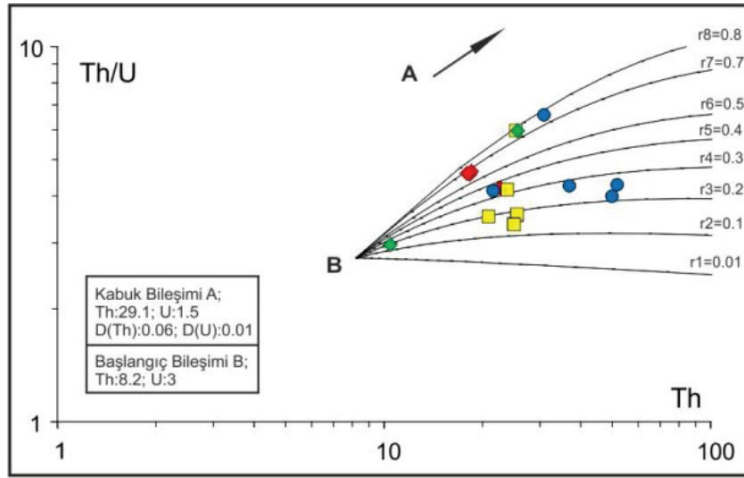
Oluşturulan Th'ye karşı Th/U diyagramına hesaplanmış teorik eğriler çizilmiştir. Eğriler üzerinde asimilasyon derecesinin kristalleşme derecesine oranı ( $r$ ) ve magma kütesinin orijinal magma kütesine oranı ( $F$ ) gösterilmiş ve  $F$  değerleri her eğri üzerinde %5 aralıklarla işaretlenmiştir. Ayrıca diyagramda manto ve kabuk bileşenleri ile iz element tam ayırılma katsayıları belirtilmiştir. Tam ayırılma katsayıları hesaplamalarla belirlenmiş olan  $plj_{[45]} + opx_{[20]} + kfels_{[15]} + amf_{[10]} + cpx_{[10]}$  fraksiyonlanma topluluğu dikkate alınarak belirlenmiştir. Bu modellemede kullanılan ayırılma katsayıları ve uç üye bileşimlerindeki potansiyel değişimler nedeniyle ' $r$ ' değerleri kesin olmayabilir. Ancak ' $r$ ' değerleri kayaların ilksel bileşime göre AFC etkilerini belirgin bir şekilde yansıtır. Örneklerin büyük çoğunluğunun teorik olarak oluşturulmuş AFC eğrilerinden  $r=3-7$  arasında olması (asimilasyonun fraksiyonel kristalizasyona oranı: 0.2-0.8) ve majör ve iz element verilerinin yorumlarına da uygun olarak, özellikle andezitik kayaların yüksek oranda kabuk kirlenmesi etkilerini yansıttığı söylenebilir.

## VOLKANİK KAYAÇLARIN PETROJENETİK GÖSTERGELERİ

Uyumsuz element oranlarının değişim diyagramları özellikle plaka içi ve yitim ile ilgili volkanlar gibi farklı

tektonik ortamlarda oluşan mafik magmaları ayırmak için kullanılabilir. Th/Yb - Ta/Yb oranları kristal fraksiyonlanması ve bölümsel ergime derecesinden kaynaklanan değişimlerden büyük oranda bağımsızdır ve bu oranlar manto kaynağının karakteristiğini yansıtır (ör; Pearce, 1982). Ta/Yb oranı N-MORB manto kaynağına göre manto zenginleşmesi veya tüketilmesi derecesinin bir ölçüsüdür ve Yb fraksiyonel kristalleşme ile kristal birikimi etkilerini azaltmak için normalizasyon faktörü olarak kullanılır. Bununla birlikte, Şekil 11'de diyagonal manto dizisinde bulunan OIB-MORB gibi mantodan türeyen magmaları, yitim etkisiyle zenginleşmiş mantodan türemiş veya yükselimi sırasında kabuk tarafından kirlenmiş magmalardan ayırabilir. Yitim etkisi ile dalan levhadan gelen sulu sıvılarla sisteme Th eklenmesi sonucu bu etki diyagramda düşey vektör olarak görülmektedir. Hisarlıdağ volkanizmasına ait örneklerin diyagramda görüldüğü gibi yüksek Th/Yb oranları, yitim etkisi ile birlikte önemli bir kabuk kirlenmesine maruz kaldığının bir göstergesidir (Şekil 11).

Çarpışma öncesi yay magmaları, genellikle dalan sedimanlar ve üzerleyen litosferden türeyen ilave bileşenlere sahip, dalan okyanus litosferindeki dehidratasyon işlemleri sırasında açığa çıkan uçucularca zengin akışkanlar tarafından metasomatize olmuş manto kamasının ergimesinden türetilmiştir (Arculus, 1994; Nakamura ve Iwamori, 2009). Bu magmalar, HFSE ve HREE'lere göre yüksek LILE ve LREE



Şekil 10. De Paolo (1981) eşitliklerine göre Hisarlıdağ volkanik kayalar için asimilasyona duyarlı Th/U oranını kullanarak AFC modellemesi. Kabuk ve manto bileşimi sırasıyla Sunal vd., (2006) ve Ersoy vd., (2014)'ten alınmıştır.

Figure 10. Modelling of the AFC process based on the equations of De Paolo (1981) for Hisarlıdağ volcanic rocks, by using the assimilation-sensitive Th/U ratio. Crust and mantle composition are taken from Sunal et al. (2006) and Ersoy et al. (2014) respectively.

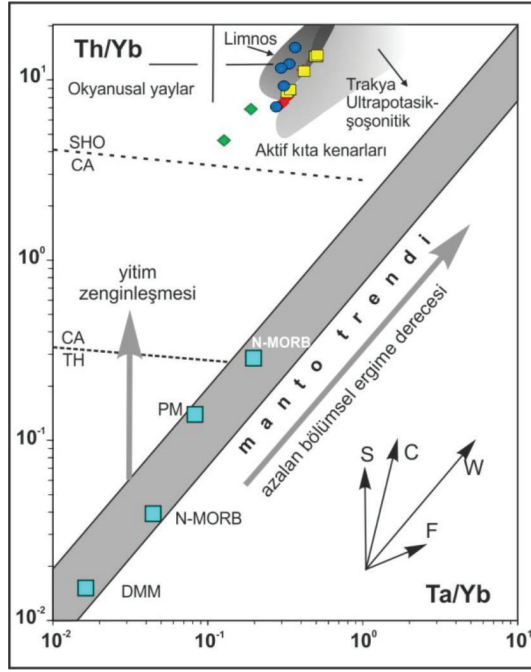
içerikleri ve negatif Nb, Ta, Hf, Zr, Ti anomalileri ile birlikte biyotit ve amfibol gibi sulu minerallerin bolluğuyla karakteristiktir (Pearce, 1982; Ringwood, 1990; Hawkesworth vd., 1991; McCulloch ve Gamber, 1991). Yitimle ilgili magmalarda LILE ve LREE zenginleşmesi dalan okyanus kabuğu veya sedimentlerden açığa çıkan akışkanların manto kaması içine girmesiyle sonuçlanabilir (Ringwood, 1990; Hawkesworth vd., 1991). HFSE'nin göreceli tüketilmesi, klorca zengin akışkanlar (Keppler, 1996), rutil ve ilmenit gibi titanyum kalıntı fazları (Green, 1981; Stalder vd., 1998) veya üzerleyen litosfer nedeniyle sulu, birincil yay magmalarının süzülmesi sırasında, manto ergiyik etkileşimi (Kelemen vd., 1990) nedeniyle.

K'ca zengin ortaçağ kayalarda Ba ve Rb'un zenginleşmesi, Ba ve Rb yüksek derecede uyumsuz element olmaları ve metamorfizma, hidrotermal alterasyon gibi işlemlerinde mobilize olabilmeleri nedeniyle yitim zonunda oluşan magmalarda gerçekleşmektedir (Arculus, 1994; Kawahata vd., 2001; Polat ve Hofmann, 2003; Jenner vd., 2009). Hisarlıdağ kayalarına ait örneklerde Ba/Nb ve Rb/Yb oranları  $K_2O$  artışı ile birlikte pozitif korelasyon göstermektedir (Şekil 12b, c).

Modern Yay ilişkili magmatizmanın jeokimyasal çalışmalarında Ba/La oranı, manto kamasına dalan levhadan türeyen malzeme ve akışkanların katkısını göstermek için kullanılır (Carr vd., 1990; Lin vd., 1990; Leeman vd., 1994; Patino vd., 2000; Jenner vd., 2009). Carr vd. (1990) Orta Amerika yayı boyunca yitim açısı ve yay lavlarının Ba/La oranı arasındaki

korelasyona işaret ederek, düşük Ba/La oranının sığ dalım sırasında üzerleyen manto kamasının büyük hacimde metasomatizmasına bağlamaktadır. Buna ilave olarak önemli derecede yüksek Ba/La oranları K'ca zengin andezitlerde dalan levhanın gerilemesiyle birlikte oluştuğunu belirtmektedir. Hisarlıdağ volkanizmasına ait kayaların nispeten küçük Ba/La değerleri Limnos örneklerine benzemektedir (Şekil 12a). Buna ilave olarak Ba/Nb oranı manto kaynak bölgesinde sıvı miktarı için bir gösterge ve yüksek su içeriğinin bir işareti olarak alınabilir (Cervantes ve Wallace, 2003).

Müller and Groves (1997) birçok potasik kayaç için kaynaktaki olası mineralin flogopit olduğunu ve flogopit içeren peridotitin ergimesinin potasyumca zengin ana magma üretebileceği ileri sürmüştür. Şoşonitlerdeki yüksek  $K_2O$  ve  $Na_2O$  içeriği, kaynak bölgesinde muhtemelen flogopit ve pargasitik hornblend gibi potasik ve sodik fazların varlığını yansıtır. K'ca zengin kayalarda Ba/Nb oranları 71-127 arasında olup, kaynak bölgesinde mevcut olan amfibol veya flogopit gibi sulu minerallerin önemli miktarda olduğunu göstermektedir (Şekil 12c). Manto ksenolitlerindeki amfiboller kısmen yüksek K, Sr, LREE, HFSE ve bazı durumlarda yüksek Ba içerikleri, fakat çok düşük Rb ve Th içerikleri gösterirken, flogopitler K, Sr, Ba ve Rb elementlerince zengin fakat REE, HFSE ve Th'ca düşük konsantrasyonlarına sahiptir (Ionov ve Hofmann, 1995; Chazot vd., 1996). Flogopitlerin K/Rb oranları 40-400 arasında değişirken amfibollerin



Şekil 11. Volkanik kayaların log Th/Yb - log Ta/Yb diagramı (Pearce, 1983). Karşılaştırma amacıyla ayrıca, tükeltilmiş MORB mantosu, ilksel manto (PM), N-MORB ve E-MORB dahil olmak üzere bazı tipik okyanusal bazaltik ve manto kompozisyonları gösterilmektedir. Karşılaştırma için kullanılan ortalama OIB ve MORB değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. Kısaltmalar; s: yitim zonu zenginleşmesi, c: kabuk kirlenmesi, w: plaka-içi zenginleşme, f: F=0.5 için fraksiyonel kristallenme, SHO: şoşonit, CA: kalk-alkalen, TH: toleyit. Karşılaştırmak için volkanik kayaların verileri Limnos (Pe-Piper vd., 2009) ve Trakya'dan (Ersoy vd., 2014) alınmıştır.

Figure 11. log Th/Yb against log Ta/Yb diagram (after Pearce, 1983) for the volcanic rocks. Some of the typical oceanic basaltic and mantle compositions including the depleted MORB mantle, primitive mantle (PM), N-MORB and E-MORB are also plotted for comparison. Average OIB and MORB values used for comparison are from Sun and McDonough (1989). Abbreviations; s: subduction zone enrichment, c: crustal contamination, w: within plate enrichment, f: fractional crystallization for F=0.5, SHO: shoshonit, CA: calc-alkaline, TH: tholeiitic. Data of the volcanic rocks for a comparison is from Limnos (Pe-Piper et al., 2009) and Thrace (Ersoy et al., 2014).

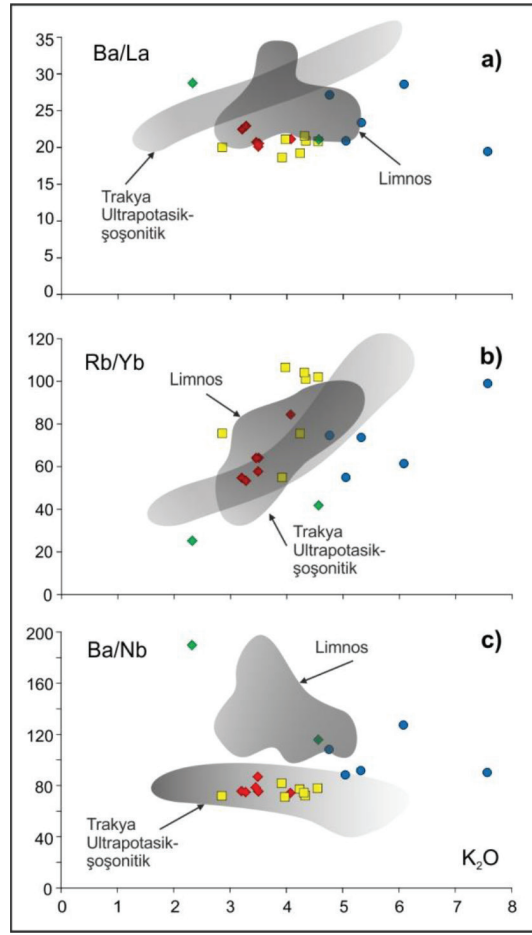
ve amfibol içeren ergiyiklerin genellikle 1000'den büyüktür (Ionov ve Hofmann, 1995). K'ca zengin andezitler kaynak bölgesinde baskın sulu minerallerin flogopit olduğunu gösteren kısmen düşük K/Rb oranları 127-336 ve HFSE bolluklara sahiptir.

Diğer taraftan, amfibol ve flogopitin göreceli uyumlulukları göz önüne alındığında ergimiş litosferik kaynaktan mevcut olan sulu fazları sınırlamak için bazı uyumsuz element oranları kullanılabilir (ör; Furman ve Graham, 1999). Örneğin, flogopit ile dengedeki ergiyikler aynı derecede bölümsel ergimede amfibol içeren ergiyikten daha yüksek Rb/Sr (>0.1) ve daha düşük Ba/Rb (<20) oranları gösterir (Furman ve Graham, 1999). Ba, Rb'ye göre flogopit içerisinde daha güçlü bir şekilde tutulduğundan (Ionov vd., 1997), kalıntı flogopitten ayrılan bölümsel ergiyikler düşük Ba/Rb oranı kazanacaktır. Diğer taraftan flogopit içeren damarların yüksek derece ergimesiyle kalıntıdan

flogopitin önemli derecede kaldırılması, Ba/Rb oranlarının arttırma eğiliminde olacaktır (Kurt vd., 2008). Hisarlıdağ volkanizmasına ait kayalar düşük Ba/Rb (2.8-8.3) ve Rb/Sr (0.1-1.3) oranları ile flogopit damarı içeren manto kaynağının düşük derece bölümsel ergimesini desteklemektedir.

## JEODİNAMİK YAKLAŞIM

Hisarlıdağ volkanizmasına ait kayaların jeokimyasal karakteristikleri yüksek LILE ve REE içerikleri ile birlikte yitim veya kıtasal yaylarla ilişkili potasyik kayaların jeokimyasal özelliklerine benzemektedir. Tektono-magmatik diyagramlar, Hisarlıdağ volkanizması lavları kıtasal yaylar ve yitimle ilişkili yayları işaret etmektedir (Şekil 13a, b). Foley (1992) potasyik ve ultrapotasyik magmaları 3 farklı grupta sınıflandırmıştır ve bu sınıflamaya göre Hisarlıdağ örnekleri aktif kıtasal



Şekil 12. Volkanik kayaların eş değişim diyagramları; a) Ba/La -  $K_2O$ ; b) Rb/Yb -  $K_2O$ ; c) Ba/Nb -  $K_2O$ . Karşılaştırmak için volkanik kayaların verileri Limnos (Pe-Piper vd., 2009) ve Trakya'dan (Ersoy vd., 2014) alınmıştır.

Figure 12. Co-variation diagrams of the volcanic rocks; a) Ba/La vs.  $K_2O$ ; b) Rb/Yb vs.  $K_2O$ ; c) Ba/Nb vs.  $K_2O$ . Data of the volcanic rocks for a comparison is from Limnos (Pe-Piper et al., 2009) and Thrace (Ersoy et al., 2014).

kenarlarla ilişkili olan III. grupta bulunmaktadır (Şekil 13c). Verma ve Verma (2013) tarafından ortaç magmatik kayalar için hareketsiz iz elementlerin kullanılması ile oluşturulan tektonik ayırtman diyagramında Hisarlıdağ volkanizmasına ait kayaların çarpışma ile ilişkili alana düştükleri görülmektedir (Şekil 13d).

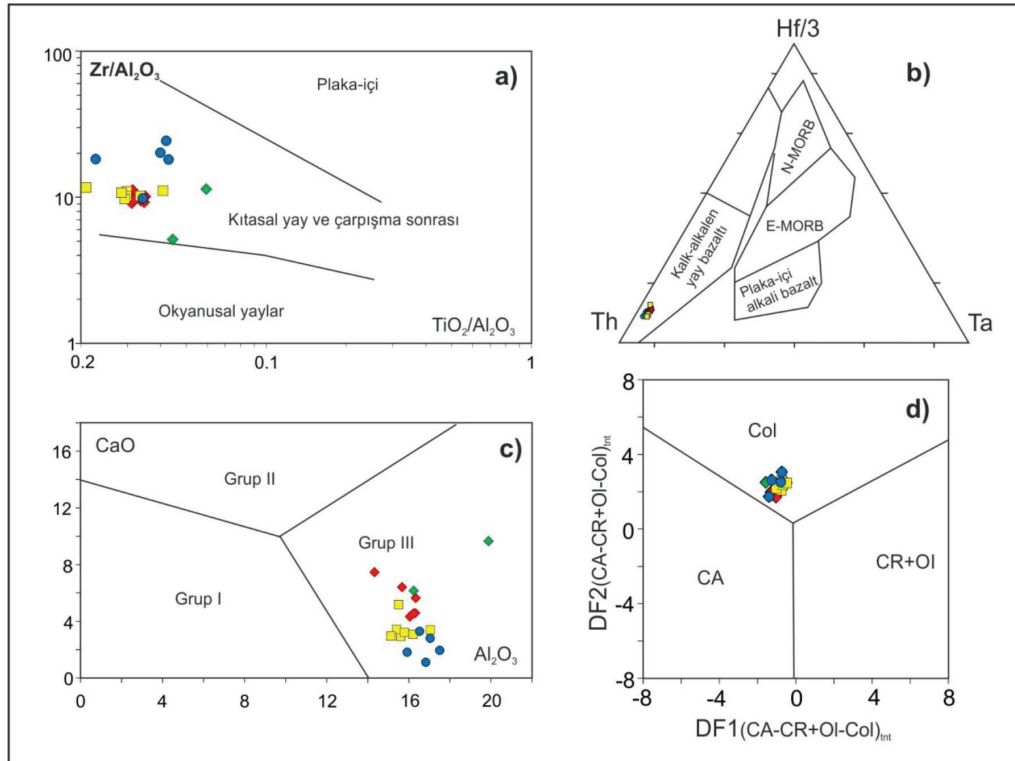
Trakya'daki Senozoyik volkanizma, Avrasya ve Afrika plakalarının bağıl yaklaşım hareketlerinin bir sonucudur. Avrasya - Afrika plakalarının Bitlis - Zagros kenet kuşağı boyunca çarpışması, Doğu Anadolu'da kabuk kısılması ve kalınlaşması ile birlikte Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı gibi yapısal unsurlarla Anadolu bloğunun batıya kaçışına yol açmıştır (McKenzie, 1972; Sengor vd., 1985; Taymaz vd., 1991). Türkiye'de Neotektonik dönemin başlangıcı olan bu çarpışma olayı ve sonrasında gelişen

tektonizma etkisi (McKenzie, 1972; Sengor vd., 1985) ile Anadolu'da yoğun volkanizma meydana gelmiştir (Ketin, 1983). Avrasya levhasının güney kenarında yer alan Batı Anadolu ve Trakya, Avrasya altındaki Afrika plakasının uzun süreli yitiminin hakim olduğu karmaşık bir jeodinamik geçmiş ile karakterizedir ve günümüzde yitim, Helenik ve Kıbrıs trençlerinde aktiftir (Agostini vd., 2007). Geç Kretase'den günümüze, en genci Ege yayı olan birden fazla güneye göçen magmatik kuşak oluşturmuştur (Fyticas vd., 1984). Geç Eosen - Oligosen'de magmatik aktivite Makedonya-Rodop-Kuzey Ege bölgesinde oluşmuştur (Harkovska vd., 1998; Marchev ve Shanov, 1991). Magmatik kuşak Vardar bölgesinden, kuzeybatıda Makedonya ve Sırbistan'a kadar uzanır (Bonchev, 1980; Cvetkovic vd., 1995) ve güneydoğuda Trakya Havzası ve

Batı Anadolu'da devam eder (Yılmaz ve Polat, 1998; Aldanmaz vd., 2000). Trakya ve civarında volkanizma, Üst Kretase sonrasında meydana gelen Eosen, Oligosen, Alt-Orta Miyosen zamanlarında sırasıyla yitim etkisi ve sonrasında çarpışma ile ilişkili olarak kabul edilmektedir (Ercan vd., 1995; Ercan, 1992). Kuzeydoğu Ege şoşonitik kuşağı, Ege Adaları Limnos, Lesbos, Samotkraki'deki Alt Miyosen volkanik merkezlerde ve Kuzeybatı Anadolu'da geniş bir alanda görülmektedir (Pe-Piper vd., 2009).

Üst Oligosen yaşlı Hisarlıdağ volkanizmasına ait şoşonitik kayaların uyumsuz elementlerindeki zenginleşme ve yüksek LREE/HREE oranları, tüketilmiş mantodan tek evre ergimeyle türemeyeceğini, bunun yerine yitim ile zenginleşerek metasomatize olan kıta altı litosferik manto kaynağından türemesi gerektiğini göstermektedir. Kuzey Ege'de benzer jeokimyasal özelliklere sahip Alt Miyosen şoşonitik volkanizma, dalan levhanın kırılması sonucu astenosferik

yükselime bağlanmaktadır (Pe-Piper vd., 2009). Sismik tomografi çalışmaları Helenik yitim sisteminde Neojen'de dilim kırılmasını göstermektedir (Wortel ve Spakman, 2000). Vardar-İzmir-Ankara yitim sistemi içerisinde KB Anadolu'da Erken Senozoyik magmatizmasına neden olarak benzer bir süreç önerilmiştir (Dilek ve Altunkaynak, 2007). Şoşonitik volkanizmanın zaman ve mekân dağılımı genellikle sınırlı olmakla birlikte, magmatizmanın nihai kaynağı, mantoda termal olaylarla, özellikle dilim kırılması veya alt kabuk delaminasyonu ile ilişkilidir (Kay ve Kay, 1993; Aldanmaz vd., 2000; Pe-Piper ve Piper, 2007). Bu veriler ışığında, metasomatize olmuş kıta altı litosferin delaminasyon veya dalan levhanın kırılması gibi işlemlerle sıcak astenosferle olan kontakta oluşan termal düzensizliğin neden olduğu ergime bölgedeki volkanizmaya kaynak teşkil edecek magmanın oluşumunu sağlamıştır.



Şekil 13. Volkanik kayaların tektonik ayırtman diyagramları; a)  $TiO_2/Al_2O_3$ - $Zr/Al_2O_3$  diyagramı (Muller vd., 1992); b) Th-Hf/3-Ta üçgen diyagramı (Wood, 1980); c)  $Al_2O_3$ -CaO diyagramı (Foley, 1992); d) DF1 (IA-CA-CR+OI)<sub>mint</sub> vs. DF2 (IA-CA-CR+OI)<sub>mint</sub> diyagramı (Verma ve Verma, 2013). Kısaltmalar: IA: ada yayı, CA: kitasal yay, CR: kitasal rift, OI: okyanus adası ve Col: çarpışma.

Figure 13. Tectonic discrimination diagrams for the volcanic rocks. a)  $TiO_2/Al_2O_3$ - $Zr/Al_2O_3$  diagram (Muller et al. 1992); b) Th-Hf/3-Ta ternary diagram (Wood 1980); c)  $Al_2O_3$ -CaO diagram (Foley 1992); d) DF1 (IA-CA-CR+OI)<sub>mint</sub> vs. DF2 (IA-CA-CR+OI)<sub>mint</sub> diagram (Verma and Verma, 2013). Abbreviations: IA: island arc, CA: continental arc, CR: continental rift, OI: ocean island, and Col: collision.

## SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Ortaç ve asidik volkanik kayalardan ve geniş hacimli piroklastik ürünlerden oluşan Hisarlıdağ volkanizması şoşonitik karakterli olup, iz element verilerine dayanılarak oluşturulan jeokimyasal modeller, kayaların gelişiminde asimilasyon ve fraksiyonel kristalizasyon işlemlerinin önemli rol oynadığını gösterir. Bu durum petrografik olarak fenokristal topluluklarında gözlenen bir dizi dengesiz kristallenme özellikleriyle de desteklenmektedir. Ayrıca volkanolojik ve petrolojik karakteristikler, kayaların gelişimde suyun önemli bir rol oynadığını ve sulu mineral fazları barındıran, fenokristalce zengin püskürmeler ve vesiküler dokulu patlamalı ürünler içerdiğini göstermektedir.

Kayaçalarda Rb, Ba, Th, U, K gibi iri katyonlu litofil elementlerde ve hafif nadir toprak elementlerde belirgin zenginleşme, Ta, Nb, Ti, Hf gibi yüksek değerli katyonlarda ve ağır nadir toprak elementlerde göreceli bir tüketilme görülmesi, yitim bileşeni etkisi ile manto kaynağındaki metasomatizmle açıklanabilir. Metasomatize olmuş kıta altı litosferden türeyen K'ca zengin şoşonitik Hisarlıdağ volkanizması iz element verileri, volkanizmaya kaynak olarak flogopit içeren damarların varlığını yansıtmaktadır.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma Kocaeli Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi, 2015/19 nolu projesi tarafından desteklenmiştir. Yazar, kimyasal analizlere hazırlık safhasında katkılarından dolayı Kocaeli Üniversitesi'nden Sayın Mutlu Özkan'a, kimyasal analizler için Sayın İrfan Yolcubal'a ve değerli görüşleriyle bu makaleye katkı sağlayan Sayın Ercan Aldanmaz'a teşekkür eder. Ayrıca yazar, makalenin değerlendirme aşamasında yapıcı öneri ve düzeltmeleri ile katkı sağlayan hakem Hacettepe Üniversitesi'nden Sayın Biltan Kürkçüoğlu'na, ismi belirtilmeyen hakeme ve editörlere teşekkür eder.

## KAYNAKLAR

Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Tonarini, S. Savaşçın, M.Y., 2007. The transition from orogenic to intraplate Neogene magmatism in Western Anatolia and Aegean area. In: Beccaluva, L., Bianchini, G. Wilson, M. (eds) Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. Geological Society of America, Special Papers, 418, 1-15.

- Albarède, F., 2003. *Geochemistry: An Introduction*, Cambridge Press, 262 pp.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchel, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 102, 67-95.
- Aldanmaz, E., Köprübaşı, N., Gürer, Ö.F., Kaymakçı, N., Gourgaud, A., 2006. Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes. *Lithos*, 86, 50-76.
- Arculus, R.J., 1994. Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos*, 33 (1-3), 189-208.
- Atalık, E. 1992. Depositional systems of the Osmanlı formation in the Thrace Basin. Doktora Tezi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, 343 s. Ankara (yayımlanmamış).
- Bonchev, E., 1980. The Transbalkan strip of post-Lutetian tectonomagmatic and metallogenic mobilisation. *Geol. Balç.*, 10 (4), 3 -34.
- Bonev, N., and Stampfli, G., 2011. Alpine tectonic evolution of a Jurassic subduction-accretionary complex: deformation, kinematics and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age constraints on the Mesozoic low-grade schists of the Circum-Rhodope Belt in the eastern Rhodope-Thrace region, Bulgaria-Greece. *J. Geodyn.*, 52, 143-167.
- Boynnton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 63-114.
- Carr, M.J., Feigenson, M.D., Bennett, E.A., 1990. Incompatible element and isotopic evidence for tectonic control of source mixing and melt extraction along the Central-American Arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105 (4), 369-380.
- Cervantes, P., and Wallace, P.J., 2003. Role of H<sub>2</sub>O in subduction-zone magmatism: new insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico. *Geology*, 31 (3), 235-238.
- Chazot, G., Menzies, M.A., Harte, B., 1996. Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: implications for wet melting of the lithospheric

- mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (3), 423-437.
- Cvetkovic, V., Harkovska, A., Karamata, S., Knezevic, V., Memovic, E., Pecskay, Z., 1995. Correlation of some Oligocene volcanic complexes along the West-east traverse in Central Balkan peninsula. *Proc. XV Congr. CBGA*, 1995, Athens, Greece, 501-505.
- De Paolo, D., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet Sci. Lett.*, 53, 189-202.
- DePaolo, D.J., Perry, F.V., Baldrige, W.S., 1992. Crustal vs. mantle sources of granitic magmas: A two parameter model based on Nd isotopic studies: *Royal Society of Edinburgh Transactions. Earth Sciences*, 83, 439-446.
- Dilek, Y., and Altunkaynak, S., 2007. Cenozoic crustal evolution and mantle dynamics of post-collisional magmatism in western Anatolia. *International Geology Review*, 49, 431-453.
- Elmas, A., 2003. Late Cenozoic tectonics and stratigraphy of northwestern Anatolia: the effects of the North Anatolian Fault to the region. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 92, 380-396.
- Elmas M.A., 2012. The Thrace Basin: Stratigraphic And Tectonic-Palaeogeographic Evolution Of The Palaeogene Formations Of Northwest Turkey. *International Geology Review*, 54, 1419-1442.
- Elmas M.A., and Şengül A., 2013. Miocene Formations And Ne-Trending Right-Lateral Strike-Slip Tectonism In Thrace, Northwest Turkey: Geodynamic Implications. *International Geology Review*, 55, 705-729.
- Ercan, T., 1992. Trakya'daki Senozoyik volkanizması ve bölgesel yayılımı. *Jeoloji Müh. Derg.*, 41, 37-50.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarfakioğlu, E., Adis, C., Walter, H.J., Yıldırım, T., 1995. Biga yarımadası ile Gökçeada Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *MTA Derg.*, 117, 55-86.
- Ersoy, E.Y., Palmer, M.R., Uysal İ., Gündoğan, İ., 2014. Geochemistry and petrology of the Early Miocene lamproites and related volcanic rocks in the Thrace Basin, NW Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 283, 143-158.
- Foley, S., 1992. Petrological characterization of the source components of potassic magmas, geochemical and experimental constraints. *Lithos*, 28, 187-204.
- Fyticas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of the volcanism in the Aegean Region. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 17, 687-699.
- Furman, T., and Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos*, 48, 237-262.
- Gill, J.B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin Springer-Verlag, 390 pp.
- Görür, N., and Okay, A.İ., 1996. Fore-arc origin of the Thrace basin, northwest Turkey. *Geologische Rundschau*, 85, 662-668.
- Green, T.H., 1981. Experimental evidence for the role of accessory phases in magma genesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 10, 405-422.
- Harkovska, A., Pecskay, Z., Marchev, P., Popov, M., 1998. How old the acid dykes of the Zvezdel swarm (Eastern Rhodopes, Bulgaria) are? *Geol. Balc.*, 28 (1-2), 69-70.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48 (12), 2341-2357.
- Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., McDermott, F., Ellam, R.M., 1991. Destructive margin magmatism and the contributions from the mantle wedge and subducted crust. *Australian Journal of Earth Sciences*, 38, 577-594.
- Ionov, D.A., and Hofmann, A.W., 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas - implications for subduction-related metasomatic trace-element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*, 131 (3-4), 341-356.
- Ionov, D.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 1997. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chem Geol*, 141, 153-184.

- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci*, 8, 448-523.
- Jenner, F.E., Bennett, V.C., Nutman, A.P., Friend, C.R.L., Norman, M.D., Yaxley, G., 2009. Evidence for subduction at 3.8 Ga: geochemistry of arc-like metabasalts from the southern edge of the Isua Supracrustal Belt. *Chemical Geology*, 261 (1-2), 82-97.
- Kasar, S., Bürkan, K., Siyako M., Demir, O., 1983. Tekirdağ- Şarköy-Keşan-Enez bölgesinin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPAO Arama Grubu Rapor No: 1771, 71s. Ankara (yayımlanmamış).
- Kawahata, H., Nohara, M., Ishizuka, H., Hasebe, S., Chiba, H., 2001. Sr isotope geochemistry and hydrothermal alteration of the Oman ophiolite. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106 (B6), 11083-11099.
- Kay, R.W., and Kay, S.M., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219, 177-189.
- Kelemen, P.B., Johnson, K.T.M., Kinzler, R.J., Irving, A.J., 1990. High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*, 345, 521-524.
- Keppler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the compositions of subduction-zone fluids. *Nature*, 380, 237-240.
- Keskin, C., 1974. Kuzey Trakya Havzası'nın stratigrafisi. Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri Kitabı, 137-163.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye jeolojisine genel bir bakış. İTÜ Matbaası, İstanbul, 595 s.
- Kopp, K.O., 1964. Geologie Thrakiens V: Eiglgeologische bedingungen mit bemerkungen zum Studium prachische géologie. *Erdöl und kolfleeidgas-petrocbemie*, 17, JAHRG, 9.
- Kopp, K.O., Pavoni, N., Schindler, C., 1969. Das Ergene Becken. *Beihefte Geol. Jahrbuch.*, 76, 136 s.
- Köprübaşı, N., and Aldanmaz, E., 2004. Geochemical constraints on the petrogenesis of Cenozoic I-type granitoids in Northwest Anatolia, Turkey: evidence for magma generation by lithospheric delamination in a post-collisional setting. *International Geology Review*, 46, 705-729.
- Kurt, M.A., Alpaslan, M.C., Göncüoğlu, M.C., Temel, A., 2008. Geochemistry of late stage medium to high-K calcalkaline and shoshonitic dykes in the Ulukışla Basin (Central Anatolia, Turkey): petrogenesis and tectonic setting. *Geochem Int*, 46, 1145-1163.
- Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Jr., Hanson, G.N., 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, 380-392.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol*, 27, 445-450.
- Leeman, W.P., Carr, M.J., Morris, J.D., 1994. Boron geochemistry of the Central-American Volcanic Arc - constraints on the genesis of subduction-related magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (1), 149-168.
- Lin, P.N., Stern, R.J., Morris, J., Bloomer, S.H., 1990. Nd-isotopic and Sr-isotopic compositions of lavas from the Northern Mariana and Southern Volcano Arcs - implications for the origin of island-arc melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105 (4), 381-392.
- Marchev, P., and Shanov, S., 1991. Potassium and silica variations in the Paleogenic Macedonian-Rhodope-North Aegean Volcanic Belt: geodynamic and petrogenetic implications. *Geol. Balc.*, 21 (2), 3-11.
- McCulloch, M.T., and Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 358-374.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics in the Mediterranean region. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- Muller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I. 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46, 259-289.
- Muller, D., and Groves, D.I., 1997. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. 3rd edition, Springer-Verlag, Berlin, pp 1-238.
- Nakamura, H., and Iwamori, H., 2009. Contribution of slab-fluid in arc magmas beneath the Japan arcs. *Gondwana Research*, 16, 431-445.



- Natalin, B.A., Sunal, G., Satir, M., Toraman, E., 2012. Tectonics of the Strandja Massif, NW Turkey: history of a long-lived arc at the northern margin of palaeo-tethys. *Turk. J. Earth Sci.*, 21, 755-798.
- Okay, A.I., Satir, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., Akyüz, S., 1996. Paleoand Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: geologic and geochronologic constraints. In: Yin, A., Harrison, M. (Eds.), *Tectonics of Asia*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 420-441.
- Okay, A.I., Satir, M., Tüysüz, O., Akyüz, S., Chen, F., 2001. The tectonics of the Strandja Massif: late-Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 90, 217-233.
- Patino, L.C., Carr, M.J., Feigenson, M.D., 2000. Local and regional variations in Central American arc lavas controlled by variations in subducted sediment input. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138 (3), 265-283.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Ed.), *Andesite: Orogenic Andesite and Related Rocks*, Wiley, New York, NY, 525-548.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva. Cheshire, UK, 230-249.
- Peccerillo, A., 1985. Roman comagmatic province (central Italy): evidence for subduction-related magma geneses. *Geology*, 13, 103-106.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic-Rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58 (1), 63-81.
- Pe-Piper, G., and Piper, D.J.W., 2007. Neogene back-arc volcanism of the Aegean: New insights into the relationship between magmatism and tectonics, in Beccaluva, L., et al., eds., *Cenozoic volcanism in the Mediterranean area*. Geological Society of America Special, 418, 17-31.
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., Koukouvelas, I., Dolansky, L.M., Kokkalas, S., 2009. Postorogenic shoshonitic rocks and their origin by melting underplated basalts: the Miocene of Limnos, Greece. *Geol. Soc. Am.*, 121, 39-54.
- Polat, A., and Hofmann, A.W., 2003. Alteration and geochemical patterns in the 3.7-3.8 Ga Isua Greenstone Belt. *West Greenland Precambrian Research*, 126 (3-4), 197-218.
- Ricou, L.E., Burg, J.P., Godfriaux, I., Ivanov, Z., 1998. Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to Cretaceous subduction under Europe. *Geodin. Acta*, 11, 285-309.
- Ringwood, A.E., 1990. Slab-mantle interactions: 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology*, 82, 187-207.
- Rock, N.M.S., 1984. Nature and origin of calc-alkaline lampophyres: minettes, vogesites, korsantites, and spessartites. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 74, 193-227.
- Rogers, N.W., and Hawkesworth, C.J., 1985. The geochemistry of potassic lavas from Vulcini, central Italy, and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, 244-257.
- Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J., Matthey, D.P., Harmon, R.S., 1987. Sediment subduction and the source of potassium in orogenic leucites. *Geology*, 15, 451-453.
- Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data*. New York, NY, John Wiley and Sons, Inc., 352 p.
- Saner, S., 1985. Saros Körfezi dolayının çökelme istifleri ve tektonik yerleşimi, Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 1-10.
- Siyako, M., 2005. Trakya ve yakın çevresinin Tersiyer stratigrafisi. TPAO Arama Grubu Rapor No: 4608, 104 s. Ankara (yayımlanmamış)
- Siyako, M., 2006. Trakya Bölgesi Litostratigrafi Birimleri (Tersiyer Bölümü). *Stratigrafi Komitesi, Litostratigrafi Birimleri Serisi-2*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü yayını. 70 s.
- Sloman, L.E., 1989. Triassic Shoshonites from the Dolomites, northern Italy, alkaline arc rocks in a strike-slip setting. *J. Geophys. Res.*, 94, 4655-4666.
- Spera, F.J., and Bohrsen, W.A., 2001. Energy-constrained open system magmatic processes I: General model and energy-constrained

- assimilation and fractional crystallization (ECAFC) formulation. *Journal of Petrology*, 42, 999-1018.
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P., Horn, I., 1998. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900–1200 C and 3.0–5.7 GPa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 1781-1801.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc., London, Spec. Publ. 42, 313-345.
- Sunal, G., Natal'in, B.A., Satır, M., Toraman, E. 2006. Paleozoic magmatic events in the Strandja Massif, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 19, 283-300.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Şentürk, K., Karaköse, C., 1987. Gelibolu yarımadası ve güneybatı Trakya Havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve tektoniği. MTA Rap., 8128 (yayımlanmamış), Ankara.
- Sümengen, M., ve Terlemez, İ., 1991. Güneybatı Trakya yöresi Eosen çökellerinin stratigrafisi. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 113, 17-30.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip deformation and related basin formation in zones of tectonic escape – Turkey as a case study. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogist Special Publication*, 37, 227-264.
- Şentürk, K., Sümengen, M., Terlemez, İ., Karaköse, C., 1998. 1/100.000 ölçekli açınısma nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları. MTA, Ankara.
- Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106, 433-490.
- Ternek, Z., 1949. Geological study of the region of Keşan-Korudağ. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, D12, 78s.
- Thirwall, M.F., 1988. Wenlock to mid-Devonian volcanism of the Caledonian–Applachian Orogen. In: Harris, A.I., Fettes, D.J. (Eds.), *The Caledonian–Applachian Orogen*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 38, 415-428.
- Turgut, S., Siyako, M., Dilki, A., 1983. Trakya havzasının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *Türkiye Jeoloji Kongresi Bülteni*, 4, 35-46.
- Turgut, S., Türkaslan, M., Perinçek, D., 1991. Evolution of the Thrace sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. Spencer AM (ed) *Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons*. Special Publication of European Association of Petroleum Geoscientists, 1, 415-437.
- Turgut, S., and Eseller, G., 2000. Sequence stratigraphy, tectonics and depositional history in Eastern Thrace Basin, NW Turkey. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 61-100.
- Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelly, S.P., Pearson, D.G., Norwell, G.M., 1999. Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic-Alboran Domain, S.E. Spain. *J. Petrol.*, 40, 1011-1036.
- Ünal, O. T., 1967. Trakya jeolojisi ve petrol imkânları. TPAO Arama Grubu Rapor No: 391, 80 s. Ankara (yayımlanmamış)
- Verma, S.P., and Verma, S.K., 2013. First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against post-emplacement compositional changes and petrogenetic processes. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22, 931-995.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 457 pp.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- Wortel, M.J.R., and Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region. *Science*, 290, 1910-1917.
- Yılmaz, Y., and Polat, A., 1998. Geology and evolution of the Thrace volcanism, Turkey. In: Christofides, G., Marchev, P., Serri, G. (Eds.), *Tertiary Magmatism of the Rhodopian Region*. *Acta. Vulcanol.*, 10(2), 293-304.

## Assessment of Rockfall Hazard on Steep Slopes: Ermenek (Karaman, Turkey)

### *Dik Yamaçlardaki Kaya Düşme Tehlikesinin Değerlendirilmesi: Ermenek (Karaman, Türkiye)*

HİDAYET TAGA<sup>1</sup>, KIVANÇ ZORLU<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup>Mersin University, Department of Geological Engineering, 33110 Mersin

Geliş (received) : 09 Şubat (February) 2017

Kabul (accepted) : 17 Mayıs (May) 2017

#### ABSTRACT

Ermenek is an extraordinary settlement area due to its topographical features in Karaman (Turkey). The city is located in the northern side of the steep cliffs, which are formed of jointed limestone that abruptly increases from 1250 m to 1850 m. Moreover, these cliffs, having a slope dip of nearly 90°, are the main rockfall source areas due to their lithological characteristics, climatic effects and the engineering properties of rock units. Up to now, depending on the rockfall event, nearly 500 residences have been severely damaged, and the loss of life has occurred in Ermenek. The rockfall phenomenon is initiated by discontinuities, lithological changes, weathering and the freeze-thaw process in the study area. In this study, extensive fieldwork including the determination of locations and dimensions of hanging, detached and fallen blocks; a detailed discontinuity survey; and the description of geological, morphological and topographical characteristics was performed. Additionally, rockfall hazard has been evaluated by two-dimensional rockfall analysis involving 10 profiles. While these profiles were determined, the locations where the most of the fallen blocks are observed are selected in the field study. During the rockfall analysis, run-out distance, bounce height, kinetic energy and the velocities of various sizes of blocks for each profile were determined through the use of RocFall v4.0 software. The results obtained from the rockfall analysis were used to map the areas of possible rockfall hazard zones, and rockfall source areas were interpreted.

According to the rockfall analysis, field study and laboratory testing, protective and preventive recommendations can be suggested for the areas threatened by rockfall. However, the most widely known remedial measures in literature, such as trenches, retaining walls (barriers), wire mesh, cable/stretching nets and rock bolting, etc., are not sufficient in the study area due to its topographical, atmospheric and lithological features. For these reasons, hanging blocks in the reachable locations can be removed, the total evacuation of the danger zone may be applied, and then taking safety measures in this area to make it safer for the residents.

**Keywords:** Ermenek, hazard, limestone, rockfall, zonation map.

#### ÖZ

Ermenek, topoğrafik özellikleri nedeniyle Karaman (Türkiye) ili sınırları içerisindeki en ilginç yerleşim alanıdır. Yerleşim yeri, 1250 m'den 1850 m'ye yükselen eklemlili kireçtaşlarından oluşan oldukça dik, sarp kayalıkların kuzey tarafında yer almaktadır. Bunun yanı sıra, yaklaşık 90° eğime sahip olan bu şevler, kaya birimlerin litolojik ve mühendislik özellikleri ile iklim etkisi nedeniyle kaya düşmesi kaynak alanlarıdır. Şimdiye kadar, Ermenek'te kaya düşmesi nedeni ile yaklaşık 500 konut ağır hasar görmüş ve can kaybı ile sonuçlanan kaya düşmeleri meydana gelmiştir. Çalışma alanındaki kaya düşmelerine neden olan etmenler; süreksizlikler, litolojik değişiklikler, iklim ve donma-çözülme süreci olarak tanımlanabilir. Bu çalışmada; yürütülen yoğun ve detaylı süreksizlik analizleri ile asılı, ayrılmış ve düşmüş blokların yerleri ve boyutları saptanmış, ayrıca jeolojik, morfolojik ve topoğrafik özellikleri belirlenmiştir. Buna ek olarak, kaya düşmesi tehlikesi, 10 profilde iki boyutlu kaya düşmesi analizleri ile değerlendirilmiştir. Kaya düşmesi analizi sırasında, her bir profil için çeşitli boyutlarda blokların kaçma mesafesi, sıçrama yüksekliği, kinetik enerji ve hızları RocFall v4.0 paket programı kullanılarak belirlenmiştir. Kaya düşmesi analizinden elde edilen sonuçlar, muhtemel kaya düşme tehlike bölgesi alanlarını belirlemek için kullanılmış ve kaya düşmesi kaynak alanları yorumlanmıştır.

\* K. Zorlu

e-posta: kivancgeo@mersin.edu.tr

*Yapılan kaya düşmesi analizleri, saha çalışmaları ve laboratuvar deney sonuçlarına göre, kaya düşmesi tehdidi altında olan alanlar için koruyucu ve önleyici yöntemler önerilebilir. Ancak, literatürdeki en yaygın yöntemler olan; hendekler, istinat duvarları, tel örgüler, gerdirme ağlar, kaya saplamaları vb., çalışma alanının topoğrafik, atmosferik ve litolojik özellikleri nedeniyle yetersiz kalmaktadır. Bu nedenle, bölgede yaşayan sakinlerin daha güvenli olabilmeleri amacıyla, öncelikle tehlike bölgeleri tahliye edilmeli ve sonrasında, güvenlik önlemleri alınarak, erişilebilen yerlerde asılı bloklar temizlenmelidir.*

**Anahtar Kelimeler:** Ermenek, tehlike, kireçtaşı, kaya düşmesi, zon haritası.

## INTRODUCTION

Rockfall is a fast movement of blocks that are detached from the bedrock along discontinuities. The blocks slide, roll or fall vertically down the slopes, bouncing and flying along trajectories (Varnes, 1978; Whalley 1984; Dorren 2003). Due to their high speed and energy, rockfalls can be admissible as a substantially destructive mass movement resulting in significant property damage and loss of life. This movement is mainly controlled by the geological conditions of the rock units, climatic influences and the process of weathering. Moreover, discontinuity patterns and the related intersections play an important role in the sizes and shapes of the detached blocks (Perret et al., 2004).

The slope characteristics are significant factors in rockfall events. The normal ( $R_n$ ) and tangential ( $R_t$ ) components of the coefficient of restitution are related to the slope characteristics that control the behavior of the falling blocks, and they are the most crucial input parameters in rockfall analysis (Chau et al., 1996). Both components of coefficient of restitution are related to the material that covers the surface, vegetation, surface roughness, and the radius of the falling rocks (Dorren et al., 2004). The coefficient of restitution with normal and tangential components can be determined by the field tests and back-analysis. Although researchers have revealed various techniques with which to determine the coefficient of restitution, these parameters should be identified individually for each side because of the different geometrical features and mechanical properties of the slopes (Pfeiffer and Bowen 1989; Evans and Hungr 1993; Robotham et al., 1995; Agliardi and Crosta 2003; Dorren et. al, 2004; Ulusay et al., 2006; Topal et al., 2007; Topal et al., 2012, Buzzi et al., 2012, Bourrier et al., 2012). However, slope inclination and slope properties also affect the run-out distances of the falling blocks (Okura et al., 2000). The slope surface of hard rock that is free from vegetation cover is more dangerous than the surface covered by vegetation or talus material because of

the fact that it does not hinder the movement of falling blocks.

To simulate the fall of a block down a slope and thereby compute rockfall trajectories, various two-dimensional (2-D) three-dimensional (3-D) and 2-D/3-D DDA (Discontinuous Deformation Analysis) software have been developed and tested over the past few years, and many studies considering rockfall analysis and simulation have been carried out. Additionally, the rockfall susceptibility and hazard maps have been produced using two- and three-dimensional rockfall analysis techniques, considering the maximum travel distance of a falling block. (Bassato et al., 1985; Falcetta, 1985; Bozzolo and Pamini, 1986; Hoek, 1987; Pfeiffer and Bowen, 1989; Chen et al., 1994; Azzoni et al., 1995; Jones et al., 2000; Guzetti et al., 2002, Guzetti et al., 2003; Agliardi and Crosta, 2003; Schweigl et al., 2003; Perret et al., 2004; Taga and Zorlu, 2007; Yilmaz et al., 2008; Tunusluoglu and Zorlu, 2009; Zorlu and Taga, 2009; Binal and Ercanoglu, 2010; Zorlu et. al., 2011; Katz et al., 2011; Topal et al., 2012; Keskin 2013; Duncan, 2014).

In this study, rockfall analysis was performed in the Ermenek district, located on very steep cliffs, considering past recorded phenomena and recently ongoing threats of events (Figure 1). Rockfalls occur very close to residential area and already damaged the houses and unfortunately have been loss of lives. To reveal the rockfall potential of the study area, extensive field work including a detailed discontinuity survey, the determination of location and dimensions of hanging, detached and already fallen blocks, and back analysis was conducted. Two-dimensional rockfall analysis was conducted along 10 selected profiles in order to assess the block trajectories, run-out distance, kinetic energy and bounce height of the blocks, based on field and laboratory test data. Then a rockfall hazard map was produced by means of the results obtained from rockfall analysis, and the areal extension of falling rocks was delineated. When the location, climatic adversities and geological factors of the study area are considered, some



Figure 1. Location map of the study area.

Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

remedial measures can be arguable. Besides the unfavorable conditions, possible remedial measures are also suggested for the study area.

### GEOLOGICAL SETTINGS

The Ermenek basin is one of the Neogene molasse basins in the Central Taurides, with the orogenic belt segment stretching between the Isparta angle to the west and the Ecemiş Fault to the east (Özgül, 1976; Ilgar and Nemeç, 2005). The Ermenek Basin and the adjacent Mut Basin lie between the Cukurova Basin complex to the east and the Antalya Basin complex to the west, and are situated within the central part of the Taurides, an east-west trending orogenic belt that originated through compressive deformation

during the initial stage of the closure of the southern branch of the Neo-Tethyan Ocean in the Early Cenozoic (Safak et al., 1997). The basins evolved as extensional grabens related to preexisting fractures. Deposition resumed in the Early Miocene, with the Mut Basin hosting alluvial sedimentation and the Ermenek Basin becoming a large clastic lake. The two basins, which formed as separate intramontane depressions, were then inundated by the sea, end of the Early Miocene and were jointly covered by an extensive, thick succession of late Burdigalian-Serravalian carbonates, including reefal and platform limestones (Ilgar and Nemeç, 2005).

The tectonic history of Southern Turkey are evaluated into three major periods: (1) Late Paleozoic to Middle Eocene: formation of the Tethyan orogenic

collage; (2) Middle Eocene to Middle Miocene: Tauride orogeny during continued north-south convergence and collision; and the migration of deformation front south of Turkey; (3) Late Miocene to recent: collision of Eurasia with the Arabian Plate and start of the Neotectonic Regime (Bassant et al., 2005). Due to this complex tectonic movement, the Taurus Belt exhibits a very complicated stratigraphic sequence and lithological diversity.

The basement of the Ermenek Basin consists of Paleozoic and Mesozoic units, which are generally exposed at the southern part of the basin. The Paleozoic units are comprised of shale, limestone, dolomitic limestone and quartzite. While the Lower-Middle Triassic units contain limestone and shale, the Upper Triassic units consist of sandstone, conglomerate and limestone; the Jura-Cretaceous period is represented by dolomitic limestone (Gul and Eren, 2003). The Eocene and Paleocene sedimentary units contain fossiliferous limestone (Tepebasi Formation), which unconformably overlies the Cretaceous limestone and ophiolitic mélangé. Oligocene lacustrine deposits are represented by the Pamuklu Formation, including a coal layer of the Yenimahalle Formation, which unconformably overlies the Eocene-Oligocene units in the area. The Yenimahalle Formation has a great lateral extension in the Ermenek basin consisting of six main facies associations, which range from alluvial to offshore lacustrine deposits up to 300 meters thick. The Middle and Upper Miocene units that unconformably overlie the Lower Miocene unit in the basin are characterized by the Mut, Köselirli and Tekecati formations. The Köselirli Formation comprises claystone, limestone, clayey limestone and gravelly sandstone and marl deposits representing the center of the reef (reef core facies). The Mut Formation also consists of reef limestone deposits in a shallow marine environment, which includes clayey or fossiliferous limestone, and distinctive patch reefs are common in this formation (Gul and Eren, 2003). The last unit of the Miocene Age sequence in the basin is the Tekecati Formation, which consists of limestone, fossiliferous limestone, clayey limestone and mudstone as assessed typically shallow sea sediment belonging to a reefal environment (Yurtsever et al., 2005). These formations of the Middle and Upper Miocene also interfinger, and they have transitional contacts with one another (Figure 2).

A Digital Elevation Model (DEM) of the study area was constructed through the implementation of contour lines of 1/25000 scale topographic maps

with an equidistance of 10 m. When considering DEM, the altitude values of the northern and south-eastern parts of the study area vary from 1200 to 1860 m (Figure 3a), slope gradients exceed 90° from 0° (Figure. 3b), and the general physiographic trend of the study area was approximately S-SE (Figure. 3c).

## FIELD INVESTIGATION AND ENGINEERING PROPERTIES OF STUDIED ROCKS

Rockfall events are observed in the very steep cliffs formed by jointed limestone; the cliffs increase abruptly from 1250 to 1850 m. The limestone of the Mut Formation does not consist of a single lithological property but also comprises a succession of different lithologies. Owing to its complex lithological structure, the field study was conducted in detail. A systematic sampling was conducted in order to determine the lithological and geomechanical properties of the Mut Formation with different facieses. Petrographic investigation of the limestone specimens from the systematic sampling along the X-X' line (Figure. 4) of the formation consisted of routine observations under a polarized microscope. According to the results of the petrographic analysis, the specimens comprise four lithological units: fossiliferous limestone, claystone-marl, clayey limestone and limestone. On the other hand, based on petrographic analysis, weathering stage of each samples are determined. The results of the petrographic thin-section analysis are summarized in Table 1.

X-ray diffraction analysis (XRD) was also applied to the specimens in order to assess the relative quantity of minerals (see Table 1). The X-Ray diffraction and the thin-section analyses results show it is obvious that the Mut Formation comprises four different lithological units.

A series of systematic scan-line surveys was conducted during the field study in order to determine the orientation and spacing of discontinuities based on ISRM (1978) and ISRM (1981). According to the scan-line survey, five main discontinuity sets were determined via contour diagrams using a computer program called DIPS 5.1 (Rocscience Inc., 2002). The dip and dip direction of values of the major sets are 86/154, 85/210, 87/173, 84/077 and 55/155 (Figure 5). The discontinuities have high persistence (>20 m), very tight to very open aperture (from 0.1 mm to >10 cm) without infilling. The discontinuity surfaces are

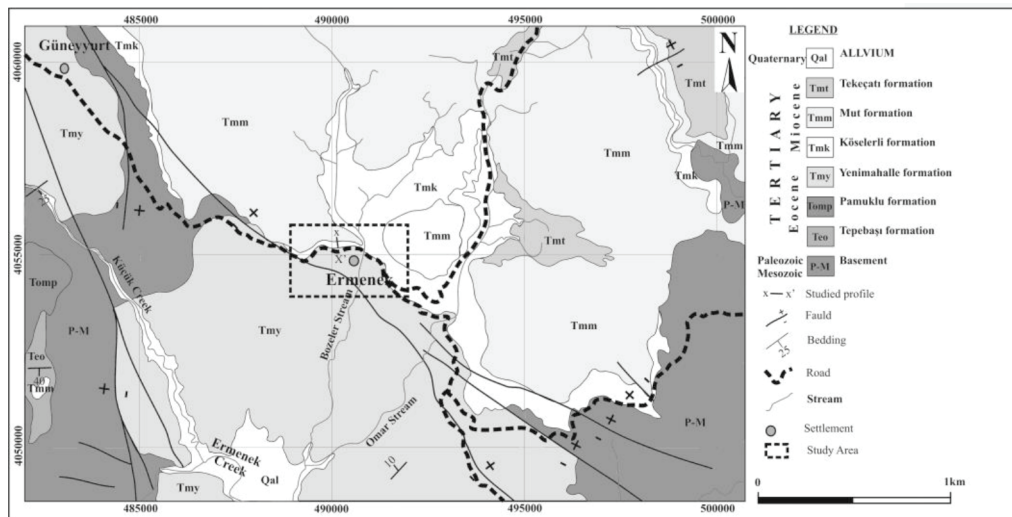


Figure 2. Geological map of Ermenek region.  
Şekil 2. Ermenek bölgesinin jeolojî haritası.

rough, undulating and groundwater seepage does not exist through discontinuities surface. The average spacing value of the discontinuities was deemed to be 170 centimeters. The discontinuity spacing histogram is as shown in Figure 6.

Kinematic analysis of the discontinuities was conducted for the western, northern and eastern slopes of the study area. The analysis showed that two different failure types could be observed on the slopes. Although sliding is encountered as a main failure type on each slope, the toppling type of failure occurs only on the western and northern parts (Figure 7).

Fallen and hanging blocks in various dimensions were observed in the study area during the field work. For the purpose of identifying real approaches at rockfall modeling, the size, location and run-out distance of fallen blocks were determined (Figure 8). In addition to the various sizes of hanging blocks, different rockfall source areas were also observed during the field study (Figure 9). Moreover, block samples were taken in the field for laboratory testing. In addition to the block samples, systematic sampling was carried out from the bottoms to the tops of the slopes due to the different lithological and mineralogical features of the Mut Formation. The tests performed in the laboratory consisted of unit weight, apparent porosity, void ratio, water absorption by weight, water absorption by volume and uniaxial compression strength for each sampling zone. The procedures suggested by ISRM (1981) were considered in the application of tests. The average unit weight of the limestone sam-

ples ( $23.9 \text{ kN/m}^3$ ) was greater than the fossiliferous limestone ( $22.2 \text{ kN/m}^3$ ), claystone-marl ( $20.4 \text{ kN/m}^3$ ), and clayey limestone ( $21.5 \text{ kN/m}^3$ ) sample. The average uniaxial compressive strength values of limestone, fossiliferous limestone and clayey limestone were 55.3 MPa, 48.1 MPa and 36.1 MPa, respectively. The standard core sample cannot be extracted from highly weathered zones of claystone-marl for uniaxial compression tests. To cope with this difficulty, the Schmidt hammer index test was performed in the field. The average Schmidt hammer rebound number of the claystone-marl was obtained as 25, and the uniaxial compression strength value was found as 22.2 MPa indirectly. The results obtained from the tests are shown in Table 2.

## ROCKFALL ANALYSIS

Various two- and three-dimensional software are available for the simulation of boulder fall and the computation of rockfall trajectories (Bassato et al., 1985; Falcetta, 1985; Bozzolo and Pamini, 1986; Hoek 1987; Pfeiffer and Bowen 1989; Azzoni and de Freitas 1995; Jones et al. 2000; Guzzetti et al. 2002). In this study, rockfall simulations of the Ermenek steep cliffs were conducted with Rockfall V.4 software (Rocscience Inc., 2002). Rockfall V.4 is a two-dimensional software program that performs the statistical analysis of rockfall, and its calculation engine behaves as if the mass of each rock is concentrated within an extremely small circle. In the simulation of

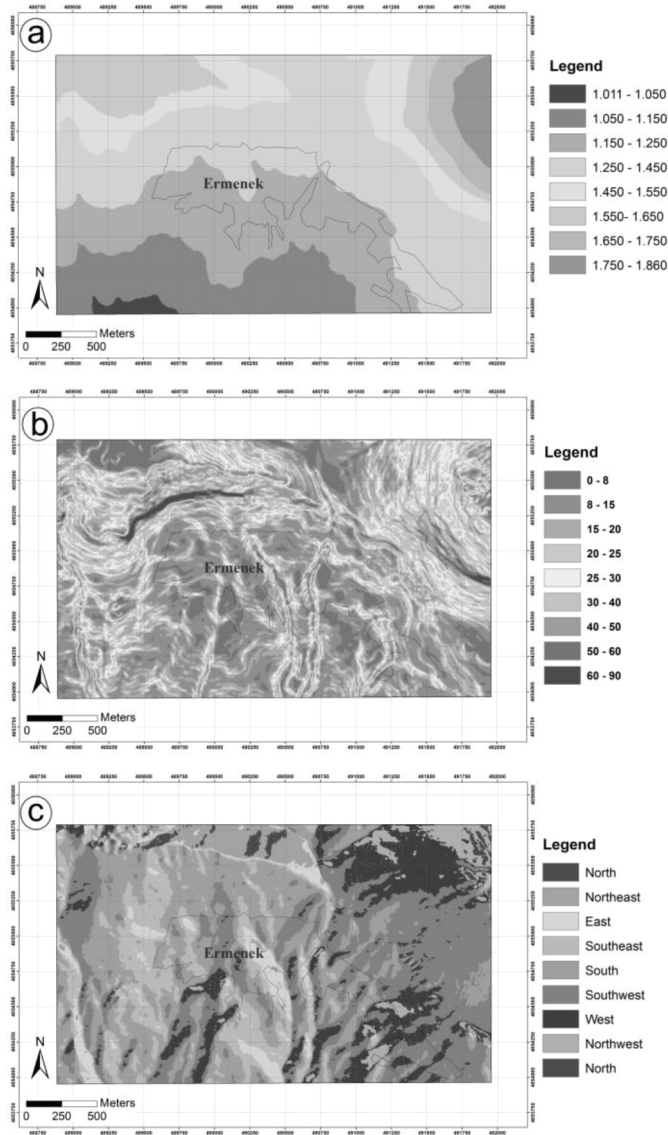


Figure 3. Reproduced maps of the study areas(a) altitude map, (b) slope gradient map, (c) slope aspect map.

Şekil 3. Çalışma alanine ait üretilmiş haritalar (a) yükseklik haritası (b) yamaç yönelimi haritası (c) yamaç eğimi haritası.

rockfall trajectories, any size or shape effects must be accounted for by an approximation of other properties (Rocscience Inc., 2002). Some crucial parameters are required in order to design block trajectories and rockfall analyses, including the coefficient of restitution (normal and tangential), slope geometry, roughness of slope and weight of hanging blocks. The slope geometry is obtained from 1/25.000 scale topographic map. When considering lithological features, distance from settlement district and location of rockfall source areas, ten slope profiles selected for rockfall simulation analysis (Figure 10). In

the field study, hanging blocks are determined and weight of reachable block is calculated by using unit weight and volume of the rock (Figure 11). The hanging or detached blocks had various dimensions due to the discontinuity orientation, spacing and their mineralogical composition affected by weathering processes. The calculated hanging blocks weights vary between 75 kg and 9800 kg for different rockfall source areas (see Figure 9). For selected ten profiles, different rock masses (100 kg, 1.000 kg and 10.000 kg) were used in rockfall analyses considering block sizes which are ideally represented already falling



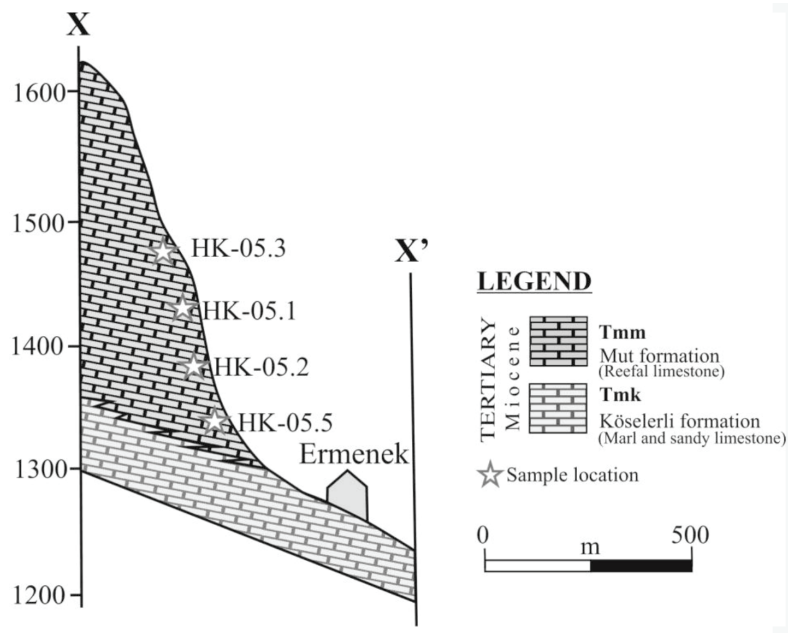


Figure 4. Systematic sampling locations along X-X' line.  
 Şekil 4. X-X' hattı boyunca sistematik örnekleme lokasyonları.

Table 1. Results of the thin-section petrographic and X-ray analyses  
 Çizelge 1. İnce kesit, petrografik tanımlama ve X-ışınları kırınım analiz sonuçları

Specimen No	Petrographic description	Mineral composition	Microscopic photograph
HK05-1	Slightly Weathered Limestone	Calcite, Quartz	
HK05-2	Weathered Clayey Limestone	Calcite, Quartz Chlorite, Dolomite	
HK05-3	Moderately Weathered Claystone-Marl	Calcite, Dolomite, Smectite	

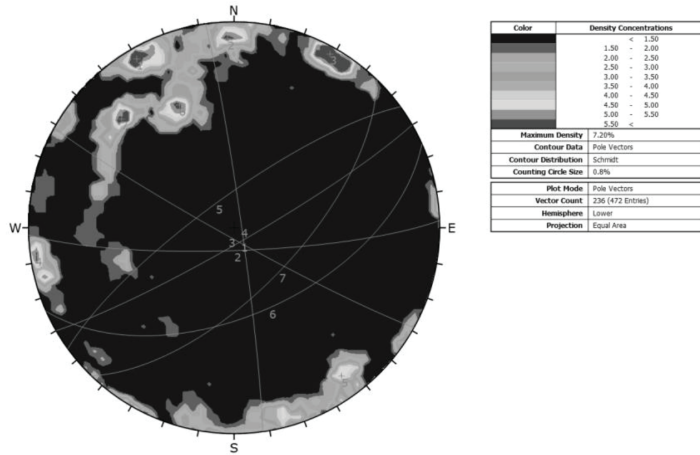


Figure 5. Contour diagram of major discontinuity sets.  
Şekil 5. Hakim süreksizlik setlerinin kontur diyagramları.

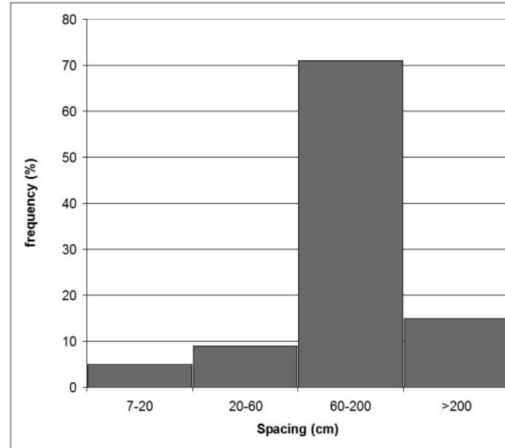


Figure 6. Discontinuity spacing histogram.  
Şekil 6. Süreksizlik aralığı histogramı.

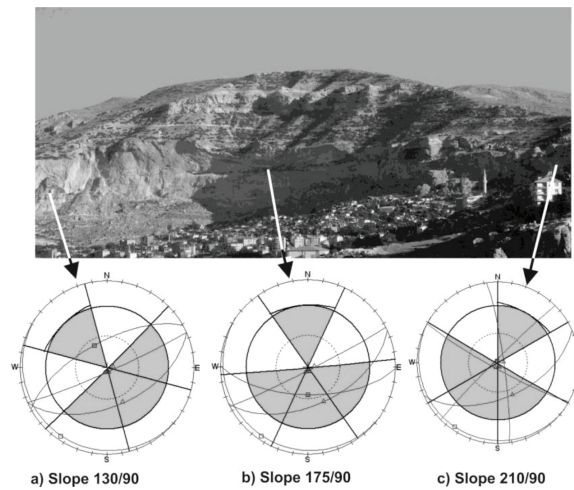


Figure 7. Kinematic analysis results of the slopes (grey areas represent main discontinuity sets obtained from Schmidt projection).

Şekil 7. Şevlerin kinematic analiz sonuçları (gri alanlar Schmidt projeksiyonundan elde edilen ana süreksizlik setlerini temsil etmektedir).

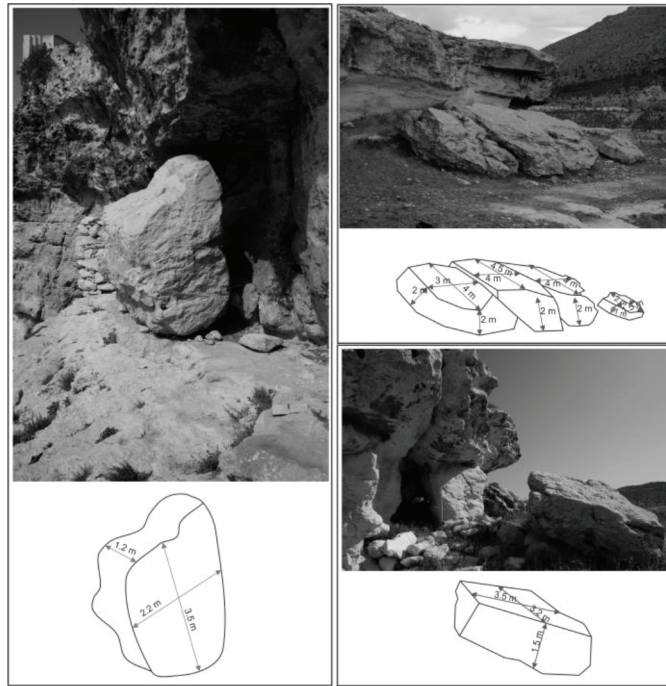


Figure 8. Dimensions of fallen blocks.

Şekil 8. Düşmüş bloklar ve boyutları Figure



Figure 9. Rockfall source areas of Ermenek region.

Şekil 9. Ermenek bölgesindeki kaya düşmesi kaynak alanları.

blocks in the field. Initial velocity of blocks was preferred 0 m/s in the analyses considering the location of the each block.

The slope characteristics are very important factors for the rockfall event because of the fact that the behavior of the falling blocks control as the slope properties (Okura et al. 2000). The slope surfaces have played a considerable role in movement of falling or rolling blocks moving through the slopes. The slope faces are free from vegetation cover, they do not retard the movement of blocks. In this case, the blocks can be reached farther distance, on the contrary of

the surface covered by vegetation or talus material. Because, the vegetation or talus material absorbs a high amount of the energy of the falling rock and will probably stop it (Hoek 2007). The retarding capacity of the slope surface material is expressed mathematically normal ( $R_n$ ) and tangential ( $R_t$ ) coefficient of restitution are affected by the composition of the material covering the surface and slope roughness. The coefficient of restitutions can be obtained from back analyses in the field or theoretical estimations (Pfeiffer and Bowen 1989; Evans and Hungr 1993; Robotham et al. 1995; Agliardi and Crosta 2003;

Table 2. Laboratory and field test results  
Çizelge 2. Laboratuvar ve arazi deney sonuçları

	Limestone				Clayey limestone				Claystone-Marl				Fossiliferous Limestone			
	Max.	Min.	Av.	St. Dev.	Max.	Min.	Av.	St. Dev.	Max.	Min.	Av.	St. Dev.	Max.	Min.	Av.	St. Dev.
Unit weight (kN/m <sup>3</sup> )	24.35	23.25	23.95	0.31	22.04	21.24	21.57	0.22	20.75	20.24	20.44	0.19	23.63	20.50	22.28	0.99
Void ratio (%)	7.26	3.70	5.33	1.16	19.05	16.62	17.67	0.77	24.37	20.02	21.47	1.28	21.99	7.36	11.88	3.40
Porosity (%)	6.77	3.57	5.05	0.96	16.00	14.25	14.98	0.55	19.59	16.68	17.67	0.86	18.02	6.85	10.47	3.77
Water absorption by weight (%)	2.86	1.45	2.07	0.42	7.39	6.48	6.81	0.29	9.44	7.89	8.48	0.44	8.63	2.86	4.70	1.97
Water absorption by volume (%)	6.77	3.57	5.05	0.96	16.00	14.25	14.98	0.55	19.59	16.68	17.67	0.86	18.02	2.86	10.47	3.77
Uniaxial compressive strength (MPa)	73.40	46.29	55.35	10.58	39.88	32.45	36.12	2.57	27.46	18.17	22.20	3.90	59.69	29.47	48.11	12.08
**SHV			55				39				25				48	
Number of Samples			13				11				11				10	

\*St. Dev: Standard Deviation

Av: Average

\*\*SHV Schmidt hammer rebound number

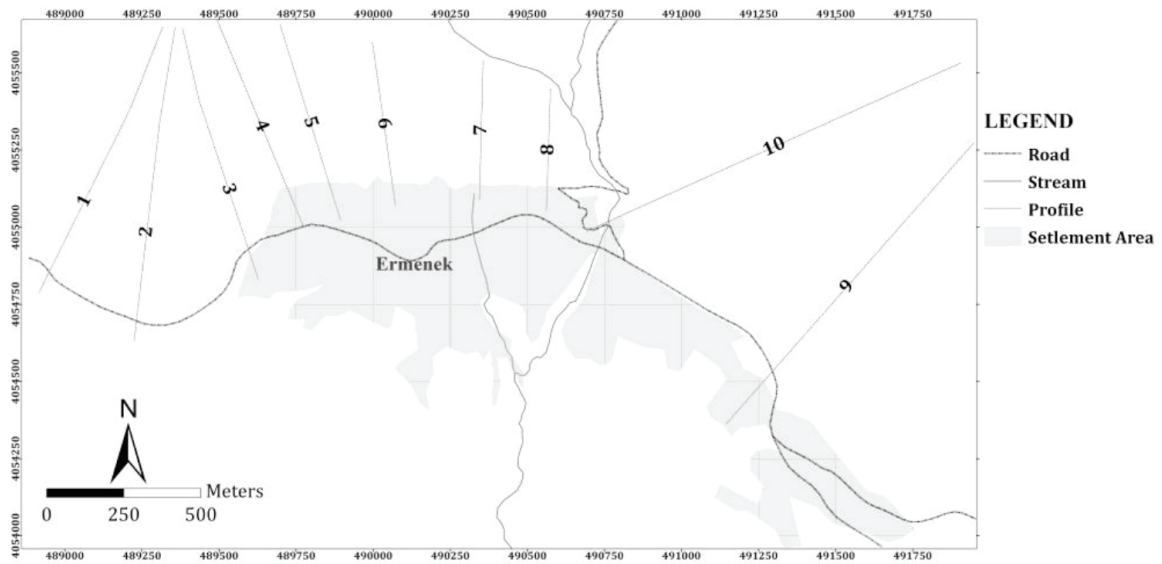


Figure 10. Rockfall profiles in the study area.

Şekil 10. Çalışma alanındaki kaya düşmesi profilleri.



Figure 11. Photographs showing hanging blocks and their location in the study area (not to scaled).

Şekil 11. Çalışma alanındaki asılı bloklar ve yerlerini gösteren fotoğraflar (ölçeksiz)

Dorren et. al, 2004; Ulusay et al. 2006; Topal et al. 2007). Back analyses were performed to determine the coefficient of restitution with ten blocks in the field considering the size and the shape of the blocks and the slope characteristics (Figure 12). The results of the analyses, normal and tangential coefficients of restitution values belong to the fallen rocks are determined as  $(0.33 \pm 0.04)$  and  $0.63 \pm 0.19$  respectively. In addition to coefficients of restitution, friction angle was determined by field back analyses as  $32.5^\circ$ . During the rockfall analyses 1000 rock blocks were

thrown. The slope roughness which is another input parameter of rockfall simulation analyses was taken as  $2^\circ$  in based on the angle between rough surfaces. The input parameters used for rockfall analyses are given in Table 3.

The limestone and fossiliferous limestone units resisting against weathering, upper zones of weaker lithological unit claystone-marl accepted as rockfall source areas, based on field conditions (Figure 13). One of the typical examples of a rockfall trajectory

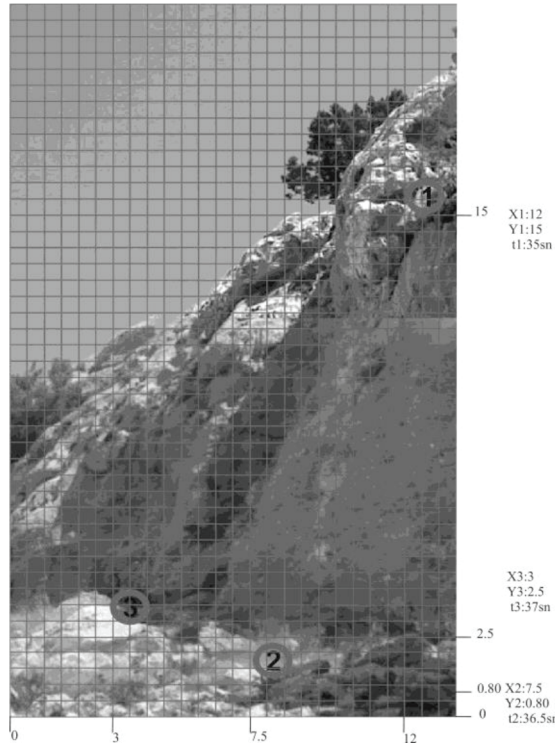


Figure 12. Back analyses in the field to determine the coefficient of restitutions.

Şekil 12. Arazide geri verme katsayılarını belirlemek amacıyla yapılan geri analizler.

Table 3. Input parameters used in the rockfall analyses

Çizelge 3. Kaya düşmesi analizlerinde kullanılan girdi parametreleri

Parameter	Value
Number of rockfall	1000
Minimum velocity cut off (m/s)	0.1
Coefficient of normal restitution	0.33±0.04
Coefficient of tangential restitution	0.63±0.19
Friction angle( $\Phi$ )	32.5°
Slope roughness	2
Initial velocity (m/s)	0 ± 0.5

is given in Figure. 14 .The run-out distance, bounce height, kinetic energy and velocity of the blocks were predicted by rockfall analyses. According to the results of the analyses, maximum run-out distance reaches 660 m, kinetic energy 1750000 kJ, and velocity is 46.3 m/s for the free falling of the 1000 kg blocks. The results of analyses are summarized in

Table 4. A rockfall danger-zone map was produced by using the results obtained from rockfall analysis, considering the maximum run-out distance of falling blocks Figure 15. According to the map, the areal extension of all blocks for each profile would be able to reach to the roads or settlement areas. It is apparent that the settlement area was located within the dan-

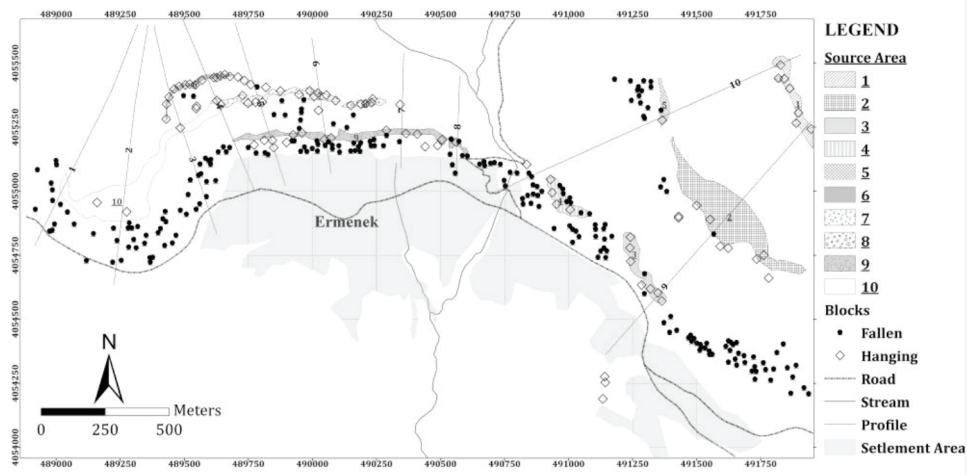


Figure 13. Distribution of fallen and hanging blocks of the rockfall source areas.  
 Şekil 13. Kaya düşmesi kaynak alanındaki düşmüş ve asılı blokların dağılımları.

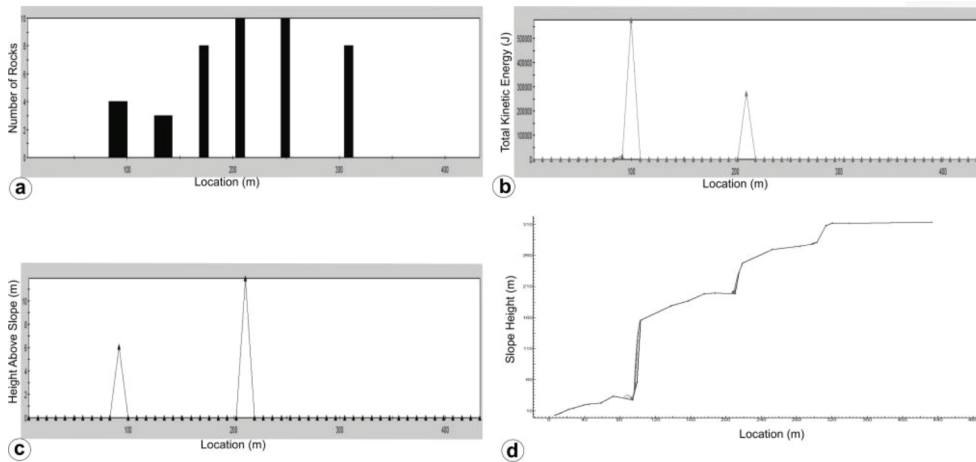


Figure 14. An example for the rockfall analyses results (profile 5) (a) runout distance (b) total kinetic energy (c) bounce height (d) the typical rockfall trajectory.  
 Şekil 14. Kaya düşmesi analizlerine bir örnek (profil 5) (a) kaçma mesafesi (b) toplam kinetic enerji (c) sıçrama yüksekliği (d) tipik bir kaya düşme analizi

ger zone. Although some preventive measures can be applied in order to reduce the rockfall hazard, it was directly dependent on the topographical and lithological factors of the potential rockfall source area. Moreover, the aesthetic and socio-economic conditions were limited to the existing preventive measurements. The construction of trenches, retaining walls (barriers), wire meshes, cable/stretching nets, rock bolting and evacuation of the danger zone can be used as preventive measures in the rockfall areas. However, the most widely known remedial measures in literature are not proper in the

study area, given its topographical and lithological features. Thus, to apply trenching and fencing is not possible because the large hanging blocks have relatively high kinetic energy and bounce height. Rock bolting cannot be applied at higher elevations because the slopes have considerably steep cliffs and large block sizes. Therefore, it is recommended that the hanging blocks in the reachable locations should be removed while taking safety measures. Although the total evacuation of the danger zone is not preferred by the residents, it is, in the opinion of the authors of this study, indispensable in the study area.

Table 4. Results of the rockfall analyses  
 Çizelge 4 .Kaya düşmesi analiz sonuçları

Profile Number	Maximum Slope Height (m)	Weight of block (kg)	Runout distance (m)		Bounce height (m)		Kinetic energy(kJ)		Velocity (m/s)	
			Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min
1	88	100	683	170	7	0.5	14000	1000	16	1
		1000	585	195	3	0.5	120000	5000	14	2
		10000	480	160	7.25	0.5	1400000	10000	16	2
2	33	100	535	233	2.8	0.5	2200	1025	6.3	2
		1000	280	233	3	0.5	18200	1247	7.21	1.02
		10000	277	222	3.2	0.45	62033	6300	3.27	1.03
3	334	100	272	115	13.25	1.23	14027	60150	16.29	8.23
		1000	275	48	19	2	1750000	7350	46.3	8.23
		10000	263	72	108.5	13.5	11200000	860000	63.5	9.87
4	145	100	323	75	68.3	4.3	34500	6350	28.43	3.45
		1000	312	80	11.8	3.05	583400	54000	34.42	3.02
		10000	325	82	13.8	6.32	6973000	425000	33.25	2.1
5	123	100	273	32	57.32	11.3	64300	8920	36.32	12.32
		1000	281	40	68.32	4.06	670000	33000	33.24	4.2
		10000	283	45	68.3	4.23	6270000	4350000	33.5	6.7
6	103	100	235	12	8	2	102500	5000	46	3.8
		1000	232	11	6.4	1.8	958000	5800	45	4.2
		10000	88	43	18	3.2	10500000	560000	43.5	3.8
7	336	100	7.8	2.8	1.2	0.2	8320	1823	12	5
		1000	7.5	1	1.1	0.18	83000	31000	11.5	7
		10000	7.6	1.2	0.8	0.2	7000000	480000	11.5	3
8	104	100	77	23	15	3.8	14300	3200	16.7	2.9
		1000	76	24	55	12	870000	38000	45	5
		10000	34	27	57	8	8650000	43000	42	7
9	95	100	249	215	18	3	72000	11000	38	11.5
		1000	248	235	21	3.2	630000	42000	36	8
		10000	248	234	24.5	0.5	7120000	1050000	37	12
10	68	100	670	480	1.9	0.5	24500	1800		
		1000	660	510	2.4	0.5	653000	43500	34.5	5.2
		10000	660	512	3	0.25	6250000	254000	34	4.3



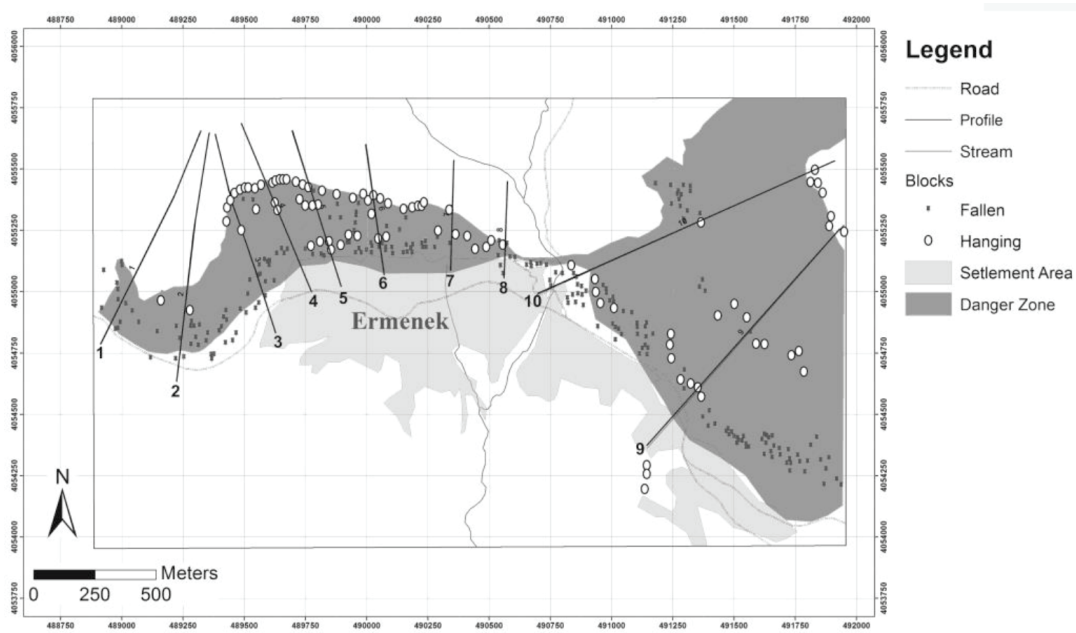


Figure 15. The map showing the rockfall danger zone of study area  
 Şekil 15. Çalışma alanındaki kaya düşme tehlikesi zon haritası

## RESULTS AND CONCLUSIONS

Ermenek is a spectacular settlement area located in between very steep cliffs an average elevation of 1850 m. The settlement has been subjected to rockfall events several times, and such events have resulted in losses of life and property. During the fieldwork, and depending on laboratory test results, the rockfalls were initiated by discontinuities, weathering processes and the characteristics of limestone having different lithological facieses. Considering the scan-line survey, five main discontinuity sets were determined. The findings revealed that the limestone formations comprise four lithological units: fossiliferous limestone, claystone-marl, clayey limestone and limestone. Thus rockfall occurs at the uppermost level of limestone and fossiliferous limestone due to the existence of weaker claystone-marl at the lower levels of the facies.

Two-dimensional rockfall analyses were performed using the data collected from field study and laboratory test results along ten profiles. Rockfall analyses indicated that the roads and the settlement area were remaining in the rockfall danger zone. Considering the topographical and lithological limitations, commonly used remedial measures are not preferred in the present study. It is recommended that total evac-

uation and the clearing of loose blocks in accessible locations be performed.

## ACKNOWLEDGEMENT

The authors would like to thank reviewers for their valuable comments on the manuscript. This research is supported by The Scientific and Technological Research of Turkey, TUBITAK (Project No:107Y071).

## REFERENCES

- Agliardi F, Crosta GB., 2003. High resolution three-dimensional numerical modelling of rockfalls. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 40, 455–471.
- Azzoni A, de Freitas MH., 1995. Experimentally gained parameters, decisive for rockfall analysis. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 28(2), 111–124.
- Bassant, P., van Buchem, F.S.P., Strasser, A. and Görür N., 2005. The stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate-siliclastic sedimentary systems of the Mut basin, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173, 187-232.

- Bassato G, Cocco S, Silvano S., 1985. Programma di simulazione per lo scoscendimento di blocchi rocciosi. *Dendronatura*, 6(2), 34–36.
- Binal A, Ercanoğlu M., 2010. Assessment of rockfall potential in the Kula (Manisa, Turkey) Geopark Region. *Environmental Earth Science*, 61, 1361–1373.
- Bozzolo D, Pamini R., 1986. Modello matematico per lo studio della caduta dei massi. Laboratorio di Fisica Terrestre ICTS. Dipartimento Pubblica Educazione, Lugano-Trevano.
- Bourrier, F., Berger, F., Tardif, P., Dorren, L. and Hungr, O., 2012. Rockfall rebound: comparison of detailed field experiments and alternative modelling approaches. *Earth Surface Process. Landforms*.
- Buzzi O, Giacomini A, Spadari M., 2012. Laboratory investigation on high values of restitution coefficient *Rock Mechanics and Rock Engineering* 45, 35-43.
- Chau KT, Wong RHC, Lee CF., 1996. Rockfall problems in Hong Kong and some new experimental results for coefficient of restitution. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 35, 662–663.
- Chen H, Chen RH, Huang T., 1994. An application of an analytical model to a slope subject to rockfalls *Bulletin of Engineering Geology and Environment*, 31, 447–458.
- Dorren LKA., 2003. A review of rockfall mechanics and modeling approaches. *Progress in Physical Geography*, 27(1), 69–87.
- Dorren LKA, Maier B, Putters US, Seijmonsbergen AC., 2004. Combining field and modelling techniques to assess rockfall dynamics on a protection forest hillslope in the European Alps *Geomorphology*, 57, 151–167.
- Duncan C. Wyllie, 2014. Calibration of rock fall modeling parameters, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 67, 170-180.
- Evans SG, Hungr O., 1993. The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 30, 620–636.
- Falchetta JL., 1985. Un nouveau modèle de calcul de trajectoires de blocs rocheux. *Revue Française de Géotechnique*, 30, 1–17.
- Guzzetti F, Crosta G, Detti R, Agliardi F., 2002. STONE: a computer program for the three-dimensional simulation of rockfalls. *Computer Geoscience*, 28, 1079–1093.
- Guzzetti F, Reichenbach P, Wieczorek GF., 2003. Rockfall hazard and risk assessment in the Yosemite Valley, California, USA. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3, 491–503.
- Gül M and Eren M., 2003. The sedimentary characteristics of Dagpazarı patch reef (Middle Miocene, Mut-Icel/Turkey). *Carbonates and Evaporites*, 18 (1), 51-62.
- Hoek E., 1987. Rockfall—a program in BASIC for the analysis of rockfall from slopes. Unpublished note, Golder Associates/ University of Toronto, Canada.
- Hoek E., 2007. Practical rock engineering. Course note.
- İlgar, A. and Nemeç, W., 2005. Early Miocene lacustrine deposits and sequence stratigraphy of the Ermenek Basin, Central Taurides, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173, 233–275.
- Jones CL, Higgins JD, Andrew RD., 2000. Colorado rockfall simulation program version 4.0. Colorado Department of Transportation, Colorado Geological Survey.
- Katz O, Reichenbach P, Guzzetti F., 2011. Rock fall hazard along the railway corridor to Jerusalem, Israel in the Soreq and Refaim valleys. *Natural Hazards*, 56, 649–665.
- Keskin İ., 2013. Evaluation of rock falls in an urban area: the case of Boğazici (Erzincan/Turkey). *Environmental Earth Science*, 70, 1619–1628.
- Okura Y, Kitahara H, Sammori T, Kawanami A., 2000. The effects of rockfall volume on runout distance. *Engineering Geology*, 58, 109–124.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, Ankara, 19, 65-78.
- Perret S, Dolf F, Kienholz H., 2004. Rockfalls into forest: analysis and simulation of rockfall trajectories—consideration with respect to mountainous forest in Switzerland. *Landslides*, 1, 123–130.
- Pfeiffer TJ, Bowen TD., 1989. Computer simulation of rockfalls. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 1, 135–146.

- Robotham ME, Wang H, Walton G., 1995. Assessment of risk from rockfall from active and abandoned quarry slopes. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, 104(1-4), A25-A33.
- Rocscience 2002. RocFall software— for risk analysis of falling rocks on steep slopes. Rocscience user's guide, p 59.
- Schweigl J, Ferretti C, Nossing L., 2003. Geotechnical characterization and rockfall simulation of slope: a practical case study from South Tyrol (Italy). *Engineering Geology*, 67, 281-296.
- Şafak, Ü., 1997. Karaman yöresi Üst Miyosen-Pliyosen istifinin ostrakoda faunası ve ortamsal yorumu. *MTA Dergisi*, 119, 89-102.
- Taga, H., Zorlu, K., 2007. Ermenek İlçesindeki (Karaman) Kaya Düşmelerinin Kinetik Enerji Dağılımı Açısından Değerlendirilmesi. 60. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, s.317.
- Topal T, Akin M, Ozden AU., 2007. Assessment of rock fall hazard around Afyon Castle, Turkey. *Environmental Geology*, 53, 177-189.
- Topal T, Akin M. K., Akin M., 2012. Rockfall hazard analysis for an historical Castle in Kastamonu (Turkey), *Natural Hazards* 62, 255-274.
- Tunusluoğlu MC, Zorlu K., 2009. Rockfall hazard assessment in a cultural and natural heritage (Ortahisar Castle, Cappadocia, Turkey). *Environmental Geology*, 56(5), 963-972.
- Ulusay R, Gokceoglu C, Topal T, Sonmez H, Tuncay E, Erguler ZA, Kasmer O., 2006. Assessment of environmental and engineering geological problems for the possible re-use of an abandoned rock-hewn settlement in Ürgüp (Cappadocia) Turkey. *Environmental Geology*, 50, 473-494.
- Varnes DJ., 1978. Slopemovement types and processes. In: Schuster RL, Krizek RJ (ed) *Landslides, analysis and control*. Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington, DC, pp 11-33.
- Whalley WB., 1984. Rockfalls. In: Brunsden D, Prior DB (eds) *Slope stability*. Wiley, New York, pp 217-256.
- Yılmaz I, Yıldırım M, Keskin I., 2008. A method for mapping the spatial distribution of RockFall computer program analyses results using ArcGIS software. *Bulletin of Engineering Geology and Environment*, 67, 547-554.
- Yurtsever, T.Ş., Ilgar, A. ve Gürçay, B., 2005. Ermenek (Karaman)-Mut-Gülnar (İçel) Arasında Kalan Tersiyer Havzasının Jeolojik Ve Sedimantolojik İncelenmesi. MTA Rapor No:10776 (Unpublished).
- Zorlu, K., Taga, H., 2009. Effects of geologic factors on rockfall events: Ermenek (Karaman), Turkey. EGU General Assembly 2008, Wien, Austria, Abstract No. EGU2009- A-2882.
- Zorlu K, Tunusluoglu MC, Gorum T, Nefeslioglu HA, Yalcin A, Turer D, Gokceoglu C., 2011. Landform effect on rockfall and hazard mapping in Cappadocia (Turkey). *Environmental Earth Science*, 62(8), 1685-1693.



## Kabaran Yataklı Ayırıcı ile Farklı Minerallerin Zenginleştirilmesi

### *Beneficiation Studies of Different Minerals by Using Teetered Bed Separator*

ÖZGÜR ÖZCAN<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup>Hacettepe Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü, 06800 Ankara

Geliş (received) : 30 Ocak (January) 2017

Kabul (accepted) : 01 Haziran (June) 2017

#### ÖZ

Bu çalışmada, laboratuvar ölçekli bir kabaran yataklı ayırıcı (KYA) ile sınıflandırma ve zenginleştirme uygulamaları incelenmiştir. Çalışmanın ilk aşamasında, bir spiral zenginleştirme devresinden alınan kromit konsantresi KYA ile dar tane boyu dağılımı elde edecek şekilde sınıflandırılmıştır. Sınıflandırma işleminin ardından KYA ürünlerinden yer çekimi ile zenginleştirme yöntemi kullanılarak yüksek kalitede krom konsantresi elde edilmeye çalışılmıştır. KYA-Sallantılı masa testlerinden alınan sonuçlara göre % 48 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikli bir konsantre % 80.02 verim değeri ile kazanılabilmektedir. Çalışmanın ikinci aşamasında ise nefelinli siyenit cevherinden yüksek alümina ve mümkün olan en düşük demir içerikli yüksek kalite ürün elde etmek amacıyla karakterizasyon ve zenginleştirme çalışmaları yürütülmüştür. KYA ile farklı yıkama suyu miktarlarında zenginleştirme çalışmaları gerçekleştirilmiştir. KYA kullanılarak cevherin demir içeriği %0.77 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>'ten % 0.11 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>'e kadar düşürülmüştür ve % 20.19 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeren bir konsantre elde edilmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Kabaran yataklı ayırıcı (KYA), kromit, nefelinli siyenit, yerçekimi ile zenginleştirme.

#### ABSTRACT

*In this study, classification and beneficiation applications of a laboratory scale teetered bed separator (TBS) were investigated. In the first part of the study a spiral circuit chromite concentrate subjected to classification in order to obtain narrow size fractions with the TBS. After classification stage, TBS products were upgraded by gravity concentration for producing high grade chromite concentrate. As a result of TBS-shaking table tests a product quality with 48% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content ensuring 80.02% recovery can be obtained.*

*In the second part of the study a nepheline syenite ore has been characterized and concentrated by TBS with the aim to produce a high quality concentrate having high alumina content and the lowest possible iron content. The TBS tests were carried out at different teeter water rates. By using TBS, iron content of the ore was decreased from 0.77% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> to 0.11% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and a nepheline syenite concentrate assaying 20.12% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> was obtained.*

**Keywords:** Teetered bed separator (TBS), gravity concentration, chromite, nepheline syenite.

\* Ö.Özcan

e-posta: ozgurozcan@hacettepe.edu.tr

## GİRİŞ

Hidrolik sınıflandırıcılar taneleri boyut fraksiyonlarına göre sınıflandırmada, tane boyu dağılımının uygun olması durumunda ise taneler arasındaki yoğunluk farkından yararlanarak cevher zenginleştirmede tarihsel süreç boyunca kullanmıştır.

Günümüzde, özellikle ince boydaki sınıflandırma işlemleri büyük ölçüde konvansiyonel sınıflandırıcılar olan hidrosiklonlar veya mekanik sınıflandırıcılar ile yapılmaktadır. Ancak konvansiyonel sınıflandırıcıların yüksek verimsizlik ve kaçak değerlerinde çalışması öğütme ve zenginleştirme devrelerinin verim kaybına yol açmaktadır. Bu durum aynı zamanda bu alanda yeni sınıflandırıcıların test edilmesi ve kullanılmasının da önünü açmaktadır (Kumar vd., 2009). KYA'lar özellikle dünyanın belirli bölgelerinde kömür yıkama uygulamalarında kullanılmaktadır. Ancak literatürde yapılan sınırlı sayıda çalışmada, kromit tesisi atıklarından kromit kazanımı (Kari vd., 2006), kuvars kumu yıkama ve sınıflandırma (Ozcan ve Ergun, 2015), ince boydaki demir ve mangan cevherlerinden alümina ve silis uzaklaştırılması (Triphaty vd., 2013), demir atıklarından demir kazanımı (Ozcan ve Celik, 2016), fosfat cevherinin zenginleştirilmesi (Schlesinger ve Hutweller, 1992) gibi örnekler yer almaktadır. Bu örnekler KYA'ların sınıflandırma ve zenginleştirme işlemlerinde de kullanım olanağı olduğunu göstermektedir.

Kromit cevherinin zenginleştirilmesinde genellikle kırma öğütme ve sınıflandırmanın ardından farklı yer çekimi ile zenginleştirme devreleri kullanılmaktadır. Ancak devrede mevcut konvansiyonel sınıflandırıcıların verimsizliği nedeniyle hem enerji maliyetleri artmakta hem de cevher verimli şekilde zenginleştirilememektedir. Bu durum ise yeni ekipmanların kullanılması ve yeni akım şemalarının geliştirilmesinin önünü açmaktadır. Ayrıca bilindiği üzere yerçekimi ile zenginleştirme yapan ekipmanların verimi, dar tane boyu dağılımlarında geniş tane boyu dağılımlarına göre daha yüksektir (Ozcan ve Celik, 2016). Tane boyu dağılımının geniş olması, yoğunluğu yüksek ince tanelerin boyut etkisi nedeniyle atığa kaçmasına ve ayırım veriminin düşmesine neden olmaktadır.

Literatürde yapılan çalışmalarda kromit atıklarının değerlendirilmesi amacıyla, sallantılı masa ve yüksek alan şiddetli manyetik ayırma yöntemleri denenmiştir. Bu çalışmaların sonucunda %21.21  $Cr_2O_3$  tenörlü kromit atıklarından %45.21  $Cr_2O_3$  içerikli nihai konsantre %87.46 verimle elde edilmiştir (Aydın, 2001). Bunun yanı sıra kromit tesisi atıklarından kromit

konsantresi elde etmek amacıyla yüksek alan şiddetli manyetik ayırma ve flotasyon yöntemleri kullanılmış ve %46-48  $Cr_2O_3$  içeren bir konsantre elde edilmiştir (Güney vd., 1996). Ancak manyetik ayırma ve flotasyon gibi yöntemlerin kurulum ve işletme maliyetleri düşünüldüğünde kromit cevherinin zenginleştirilmesinde en uygun devre tasarımının yer çekimi ile zenginleştirme olduğu düşünülmektedir.

Metalik cevherler dışında endüstriyel hammaddeler sınıfında yer alan nefelinli siyenit cevherinin seramik ve cam endüstrisinde kullanımı giderek yaygınlaşmaktadır. Bunun nedeni ise, siyenitlerin diğer cam ve seramik hammaddelerine göre bazı üstünlüklere sahip olmasıdır. Nefelinli siyenitlerin, cam ve seramik endüstrisinde kullanımı yanında, alümina üretiminde kullanıldığı da bilinmektedir. Cam ve seramik hammaddelerinde istenmeyen safsızlıkların başında ise demir gelmektedir. Bu nedenle de nefelinli siyenitlerin kullanıma sokulmadan önce demir içeriklerinin belli bir değerin altına indirilmesi gerekmektedir. Bu amaçla uygulanan zenginleştirme yöntemleri, demir minerallerinin karakterine bağlı olarak, düşük ve yüksek alanlı manyetik ayırma olmakta; bazı durumlarda da flotasyon yöntemine başvurulmaktadır (Zaher ve Tawab, 2014).

Bu çalışmanın iki temel amacı bulunmaktadır. Bunlardan ilki, KYA'nın konvansiyonel sınıflandırıcılardan kaynaklanan verimsizlikleri giderme olanaklarının araştırılmasıdır. Bu amaçla Sivas bölgesinde çalışmakta olan bir kromit tesisi spiral devresinden konsantre numunesi alınmıştır. Tesis akım şemasında cevherden hidrosiklonlar ile şlam atılmakta, şlam atılan cevher spiral devresine beslenmektedir. Ancak tesisteki hidrosiklonların verimsizliği nedeniyle büyük miktarda şlam boyutundaki malzeme spiral devresine gelmektedir. Spiral devresi konsantresi ise nihai ürün elde edebilmek amacıyla sallantılı masa devresine beslenmektedir. Ancak hem spiral devresinden hem de masa devresinden istenilen kalite ve verim değerinde ürün alınamamaktadır. Bu çalışmanın ilk aşamasında spiral konsantresinin KYA ile verimli şekilde sınıflandırılması ve ardından sallantılı masa testleri ile nihai ürün elde edilmesi hedeflenmektedir.

Çalışmanın ikinci temel amacı ise, nefelinli siyenitlerin yalnızca KYA kullanılarak zenginleştirilme olanaklarının araştırılması ve ülkemiz cam-seramik endüstrisinde kullanılabilir bir hammadde kaynağının basit ve ucuz bir yöntemle değerlendirilmesini sağlamaktır. Bu amaçla, Kırşehir bölgesinden elde edilen nefelinli

siyenit cevherine detaylı karakterizasyon ve zenginleştirme testleri uygulanmıştır.

### Kabaran Yataklı Ayırıcılar (KYA)

Hidrolik sınıflandırıcılar grubunda yer alan KYA'lar temel olarak yukarı yönde verilen ayırım suyuna karşılık beslemenin yerçekimi etkisi altında ve engelli çökeltme koşulları içerisinde çökeltilmiş, çökeltme esnasında tanelerin boyut ve yoğunluk farklarından yararlanılarak ayrıldığı ekipmanlardır. Çalışma anında, çökeltme hızı yukarı yönlü su hızına yakın olan taneler ayırıcı içerisinde birikerek ağır ortam gibi davranan akışkan bir malzeme yatağı oluşturmaktadır. Akışkan yatak içerisinde biriken ve ağır ortam gibi davranan bu malzeme yatağının varlığı nedeniyle, ayırıcıya beslenen tanelerin çökeltme hızları da düşmektedir. Sistem içerisinde biriken ve nispeten malzeme yatağının üst bölgelerinde kalan yoğunluğu düşük/ince taneler yıkama suyunun hidrolik taşıma kuvveti ile üst akıma sevk edilirken, malzeme yatağının alt bölgelerinde kalan yoğunluğu yüksek/iri taneler ise hem yatak ağırlığının hem de yerçekiminin etkisi ile alt akımdan alınırlar (Tripathy vd., 2015).

Yukarı yönlü yıkama suyu ayırıcıya konik kısmın hemen üzerine yerleştirilmiş olan dağıtım plakaları ile verilmektedir (Şekil 1). Yukarı yönlü su hızı yıkama suyu miktarının ve kolon kesit alanının bir fonksiyonudur. Yukarı yönlü su akışı tanelerin aşağı yönlü çökeltme hızına karşıdır. Dolayısıyla yukarı yönlü yıkama suyu hızı kesme boyunu/yoğunluğunu belirleyen önemli bir değişkendir (Maharaj, 2005). Kolon içerisindeki akışkan yatak yüksekliği bir basınç sensörü tarafından sürekli ölçülmektedir. İstenilen yatak yüksekliğine ulaşıldığında otomatik bir PID (oransal-integral-türevsel) denetleyicisi yardımıyla alt akım ucunda bulunan hava kontrollü vana açılıp kapatılarak fazla katı alt akımdan sistemi terk eder ve bu sayede yatak yüksekliği sabit kalır. Alt akımdan alınan malzeme yüksek katı içeriğine sahiptir.

KYA'lar altı ana bölgeye ayrılmaktadır (Şekil 2). Bu bölgeler sırasıyla, üst akım toplanma bölgesi (A), üst orta bölge (B), besleme bölgesi (C), alt orta bölge (D), çökeltme bölgesi (E) ve alt akım toplanma bölgesi olarak verilmektedir (F) (Honaker ve Mondal, 1999). Besleme bölgesinde türbülans kaynaklı aksel bir karışma mevcuttur. Alt orta bölümde ise akışkan yatak oluşumu gözlenmektedir. Bu bölgede tanelerin yoğunluk/boyut farkına göre ayrılmasını sağlayan bir ağır ortam kendiliğinden oluşmaktadır. Alt orta

bölümün hemen altından sisteme verilen yıkama suyu yukarı yönlü hareket etmektedir. İnce ve yoğunluğu düşük taneler oluşan ağır ortamı geçemeyerek üst akıma yönelirler. İri ve yoğunluğu yüksek taneler ise ağır ortam içerisinde çökeltme alt konik kısımda yoğun bir yatak oluştururlar. Oluşan bu yoğun yatağın içerisinde uygulanan yıkama suyu sayesinde yatak kısmi olarak açılır ve hafif taneler üst akıma doğru yığılır.

### MALZEME KARAKTERİZASYONU

Spiral devresinden alınan kromit konsantresinin tane boyu dağılımı yaş elek analizi yöntemi ile belirlenmiştir. Ardından boyut fraksiyonlarına yapılan analiz ile kromitin fraksiyonel dağılımı belirlenmiştir (Çizelge 1).

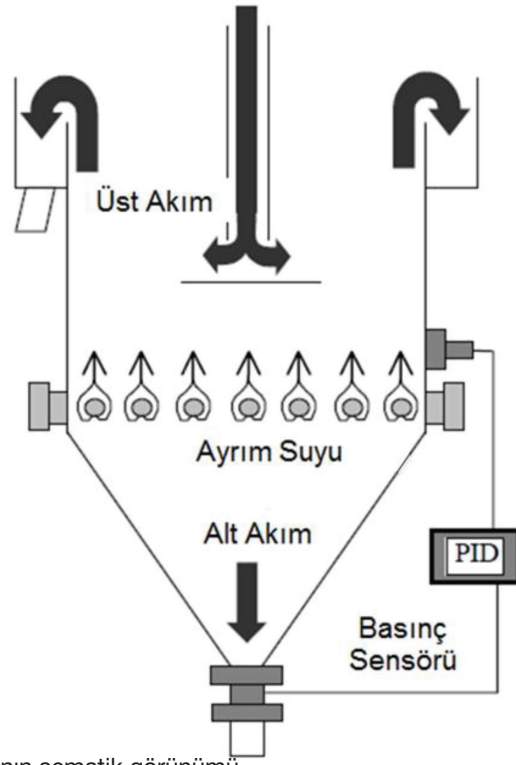
Çizelge 1'e göre kromit konsantresinin tamamı 425 µm'den incedir. Tane boyu fraksiyonlarının ağırlıkça dağılımına bakıldığında ise iri boylardan ince boylara inildikçe malzeme miktarı azalmaktadır. Numuneden şlam atılmış olmasına rağmen spiral konsantresinde dahi 38µm'den ince taneler bulunmaktadır. Bu sonuç tesisteki sınıflandırma problemini de doğrulamaktadır. Aynı zamanda kromitin yaklaşık olarak %80'i de 106 µm'den daha iri boylarda yer almaktadır.

Nefelinli siyenit cevherine ait kimyasal ve mineralojik analiz sonuçları sırasıyla Çizelge 2 ve Çizelge 3'te verilmektedir.

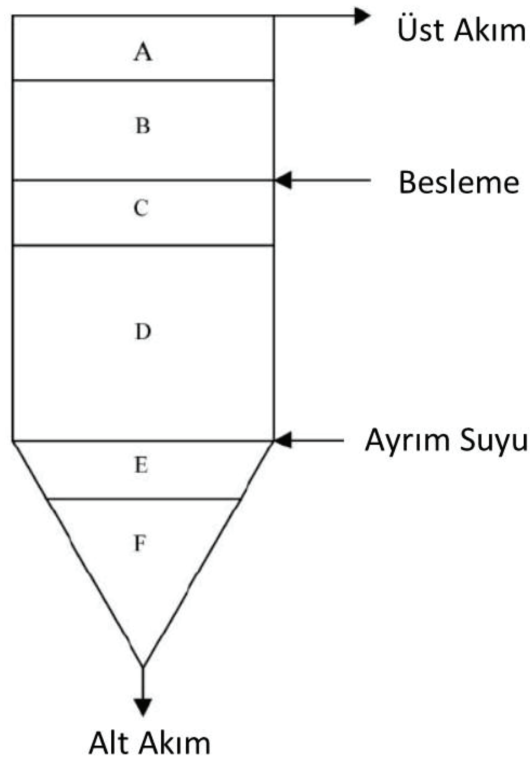
Çizelge 2'den de görüleceği üzere cevher içerisinde safsızlık olarak % 0.77 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve % 0.14 TiO<sub>2</sub> bulunmaktadır. Cevherin büyük bir çoğunluğunu ise SiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oluşturmaktadır. Cevherin mineralojik özellikleri incelendiğinde ise ağırlıklı olarak ortoklas ve albit içerdiği görülmektedir.

### DENEYSEL ÇALIŞMALAR VE SONUÇLARI

Bu bölümde kromit konsantresi ve nefelinli siyenit cevheri ile yapılan sınıflandırma ve zenginleştirme deneyleri ve sonuçları verilmektedir. KYA testlerinde öncelikle her bir test için istenilen yıkama suyu miktarı ayarlanmıştır. Ardından test malzemesi ayırıcıya beslenerek istenilen basınç değerine ulaşana kadar sistem açık devre çalıştırılmıştır. İstenilen basınç değerinin elde edilmesinin ardından sistem 20 dakika daha çalıştırılarak kararlı duruma gelmesi sağlanmıştır. Sistemin kararlı duruma gelmesinin ardından eş zamanlı olarak besleme, alt ve üst akışlardan 20 dakika boyunca kesikli numuneler alınmıştır. Alınan



Şekil 1. Kabaran yataklı ayırıcının şematik görünümü  
Figure 1. Schematic view of teetered bed separator



Şekil 2. Kabaran yataklı ayırıcı içerisindeki ayırım bölgeleri  
Figure 2. Separation zones in the teetered bed separator



Çizelge 1. Kromit konsantranesine ait tane boyu dağılımı ve kimyasal analiz sonuçları

Table 1. Particle size distribution and chemical analysis results of chromite concentrate

Tane Boyu Fraksiyonu (µm)	Ağırlık (%)	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Dağılımı (%)
-425+300	13.84	12.53	9.72
-300+212	14.29	20.10	16.10
-212+150	16.41	24.61	22.64
-150+106	16.29	21.19	19.35
-106+75	14.44	17.64	14.28
-75+53	10.77	14.44	8.72
-53+38	6.86	12.51	4.81
-38	7.1	11.02	4.39
Toplam		17.84	100.00

Çizelge 2. Nefelinli Siyenit numunesine ait kimyasal analiz sonuçları

Table 2. Chemical analysis results of nepheline syenite ore

Bileşen	(%)	Bileşen	(%)
SiO <sub>2</sub>	61.51	MgO	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.98	Na <sub>2</sub> O	5.27
TiO <sub>2</sub>	0.14	K <sub>2</sub> O	6.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.77	SO <sub>3</sub>	0.37
CaO	4.88	Toplam Alkali	11.79

Çizelge 3. Nefelinli Siyenit numunesine ait mineralojik analiz sonuçları

Table 3. Mineralogical analysis results of nepheline syenite ore

Mineralojik Analiz	(%)
Ortoklas	40-45
Albit	39-45
Serbest Kuvars	9-13
Anortit	5-8
Diğerleri	0.50-3

tüm numunelerin tane boyu dağılımları ve katı içerikleri belirlenmiş, ayrıca zenginleştirme testleri için kimyasal analizleri yapılmıştır. Elde edilen verilerden her

bir test için madde denkliği oluşturulmuştur. Madde denkliği sonucunda devre etrafı tane boyu dağılımları ve tenör değerleri istatistiksel olarak hatalardan

arındırılarak düzeltilmiş ve bu değerler kullanılarak sınıflandırma testleri için devredeki tüm kolların akış değerleri (tonajları), zenginleştirme testleri içinse hem kolların akış değerleri, hem de element bazında madde denkliliği ayrı ayrı yapılmıştır.

### Kromit Konsantresi ile Yapılan Çalışmalar

KYA ile yapılan çalışmalarda kromit konsantresinin iri ve ince olmak üzere iki dar tane boyu fraksiyonuna ayrılması ve sonrasında ayrı koşullarda zenginleştirilmesi hedeflenmiştir. Bu amaçla, farklı yıkama suyu miktarlarında sınıflandırma testleri gerçekleştirilmiştir. Her bir test sonucunda KYA ürünlerinden alınan numuneler elek analizine tabi tutulmuş ve tane boyu dağılımı bakımından en uygun numune sallantılı masa ile zenginleştirilerek nihai ürün elde edilmiştir. Kromit konsantresi ile yapılan zenginleştirme çalışmaları esnasında besleme miktarı 300 g/dk., besleme katısı %40, ve basınç set değeri 160 olarak ayarlanmıştır. Yıkama suyu miktarı ise 6, 8 ve 10 l/dk. olarak değiştirilerek her bir koşul için kararlı durumun sağlanmasının ardından numune alma işlemleri gerçekleştirilmiştir.

KYA test koşulları ve sonuçları Çizelge 4'te farklı su hızlarında elde edilen tane boyu dağılımları ise Şekil 3'te verilmektedir.

Çizelge 4 incelendiğinde sabit basınç set değerinde yıkama suyu miktarının artması sonucu alt akıma giden malzeme miktarı azalırken, üst akıma giden malzeme miktarında artış görülmektedir. Yıkama suyu miktarının artması sonucu alt akım miktarı %65.29'dan %53.74'e kadar düşmektedir. Tanelerin aşağı yönlü çökme hızına ters yöndeki su hızı, yıkama suyu miktarının ve KYA kolon kesit alanının bir fonksiyonudur. Ayrım bölgesine giren tanelerin çökme hızları yukarı yönlü su hızından düşük olduğu takdirde taneler üst akıma taşınmaktadır. Bu nedenle yıkama suyu miktarının artırılması sonucu aynı yatak

basıncı değerinde daha fazla tane üst akıma taşınmakta ve bu nedenle alt akım miktarı da düşmektedir. Aynı zamanda alt ya da üst akıma gitme şansı eşit olan ve kesme boyu ( $d_{50}$ ) olarak adlandırılan tane boyu değerinin de yıkama suyu miktarındaki artış ile irileştiği görülmektedir.

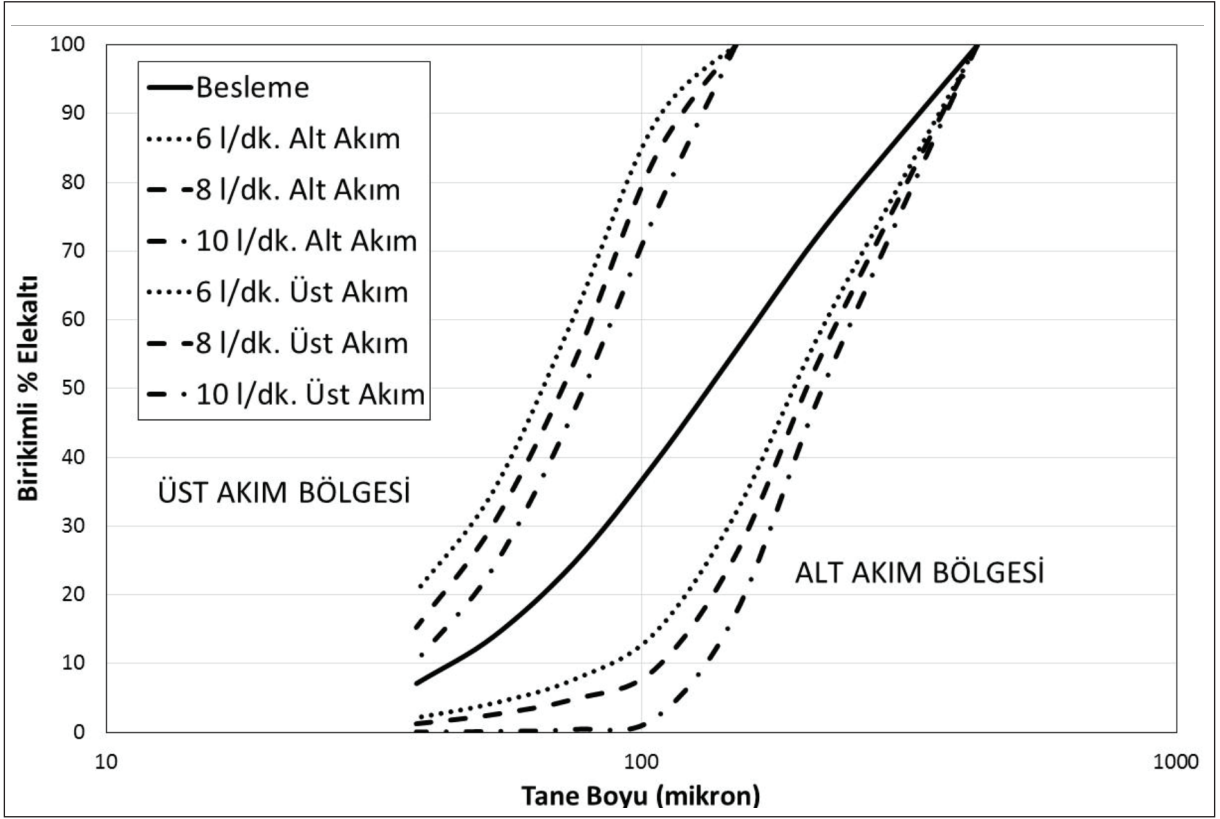
Şekil 3 incelendiğinde yıkama suyu miktarının ve dolayısıyla hızının artması sonucunda alt ve üst akım tane boyu dağılımlarının irileştiği görülmektedir. Yıkama suyu miktarının artması sonucu yukarı yönlü hidrolik taşıma kuvveti de artmaktadır. Bu durum akışkan yatağın daha alt bölgelerinde yer alan iri tanelerin de üst akıma taşınmasına olanak sağlamaktadır. Literatür çalışmalarında da KYA kesme boyunun birincil olarak yıkama suyu hızına bağlı olduğu bildirilmektedir (Remes vd., 2011, Ozcan ve Ergun, 2015, Ozcan, 2015, Triphaty vd., 2015).

3 numaralı test sonuçları incelendiğinde 10 l/dk.'lık yıkama suyu miktarında alt ve üst akım miktarları yaklaşık olarak eşittir. Ayrıca bu test koşuluna ait alt akım tane boyu dağılımı incelendiğinde 100  $\mu$ m'den ince tanelerin çok verimli şekilde yıkandığı ve alt akımda neredeyse olmadıkları görülmektedir. Tüm bu sonuçlar değerlendirildiğinde 3 numaralı test sonucunda alınan KYA ürünlerinin nihai zenginleştirme testlerinde kullanılmasına karar verilmiştir. Bu koşulda KYA alt akımından alınan ürün iri ürün, KYA üst akımından alınan ürün ise ince ürün olarak adlandırılmıştır. Ürünlerin nihai zenginleştirme testleri laboratuvar ölçekli bir sallantılı masa kullanılarak gerçekleştirilmiştir. İri ve ince numune için belirlenen test koşulları Çizelge 5'te verilmektedir.

Sallantılı masa testlerinden elde edilen ürünler kurularak gerekli tartımlar alınmış ve kimyasal analizleri yapılmıştır. Sallantılı masa testlerinden elde edilen veriler doğrultusunda her iki test için de madde denkliliği oluşturulmuştur. Oluşturulan madde denkliliği sonucu elde edilen ağırlık, tenör ve verim değerleri Çizelge 6'da verilmektedir.

Çizelge 4. KYA test sonuçları  
Table 4. TBS test results

Test No.	Su Hızı (l/dk.)	Basınç Set Değeri	Alt Akım (%)	Üst Akım (%)	Kesme boyu ( $\mu$ m)
1	6	160	65.29	34.71	128
2	8	160	60.57	39.43	139
3	10	160	53.74	46.26	150



Şekil 3. Farklı su hızlarında elde edilen KYA ürünlerine ait tane boyu dağılımları  
Figure 3. Particle size distributions of TBS products obtained at different teeter water rates

Çizelge 5. Sallantılı masa test koşulları  
Table 5. Shaking table test conditions

Test koşulları	İri Ürün	İnce Ürün
Besleme katısı (%)	30	30
Yıkama Suyu miktarı (l/dk.)	10	7
Masa Eğimi (°)	5	3

Çizelgeye göre iri ürünün ana beslemeye göre ağırlıkça %16.62'si konsantre olarak alınırken, bu değer ince ürün için %8.98 olarak hesaplanmıştır. Konsantre tenörleri ele alındığında her iki tenörde %50'nin üzerindedir. Bu sonuçlar her iki üründen de oldukça kaliteli bir kromit konsantresinin elde edilebileceğini göstermektedir. Atık tenörleri ise her iki ürün için %2 seviyelerindedir. Her iki ürüne ait masa ara ürün tenörleri oldukça yüksektir. Bu ürünlerin atık olarak atılması hem tesisin hem de ülke ekonomisinin kaybına

olacaktır. Masa ara ürünlerinin değerlendirilmesi amacıyla bu ürünlere serbestleşme analizi uygulanmıştır. Sonuç olarak her iki numunede de ara ürüne gelen kromit tanelerinin büyük ölçüde serbest taneler olduğu görülmüştür. Bu sonuç doğrultusunda ise ara ürünlerin tekrar masa devresine döndürülebileceği düşünülmektedir.

Sallantılı masa testlerinden elde edilen konsantre tenörleri satılabilir değerlerin oldukça üzerindedir. Bu nedenle Çizelge 6'daki veriler kullanılarak iri ve ince

Çizelge 6. Sallantılı masa test sonuçları (Madde denkleği sonrası)  
Table 6. Shaking table test results (After mass balancing)

Masa Ürünü	Sallantılı Masa Beslemesine Göre					
	Miktar (%)		Kromit Tenörü (%)		Kromit Verimi (%)	
	İri ürün	İnce ürün	İri ürün	İnce ürün	İri ürün	İnce ürün
Besleme	100.0	100.0	19.24	15.43	100.0	100.0
Konsantre 1	14.42	7.78	55.74	53.65	41.77	27.05
Konsantre 2	16.50	11.63	44.97	51.31	38.56	38.65
Ara Ürün	10.93	13.73	22.51	26.58	12.78	23.65
Atık	58.15	66.86	2.28	2.46	6.89	10.66

Masa Ürünü	KYA Beslemesine Göre					
	Miktar (%)		Kromit Tenörü (%)		Kromit Verimi (%)	
	İri ürün	İnce ürün	İri ürün	İnce ürün	İri ürün	İnce ürün
Besleme	53.74	46.26	19.24	15.43	59.16	40.84
Konsantre 1	7.75	3.60	55.74	53.65	24.71	11.05
Konsantre 2	8.87	5.38	44.97	51.31	22.81	15.79
Ara Ürün	5.87	6.35	22.51	26.58	7.56	9.66
Atık	31.25	30.93	2.28	2.46	4.08	4.35

ürünlerin ağırlıkları oranında oluşturulan kümülatif tenör verim değerleri hesaplanmıştır. Kümülatif tenör verim ilişkisi Şekil 4'te verilmektedir.

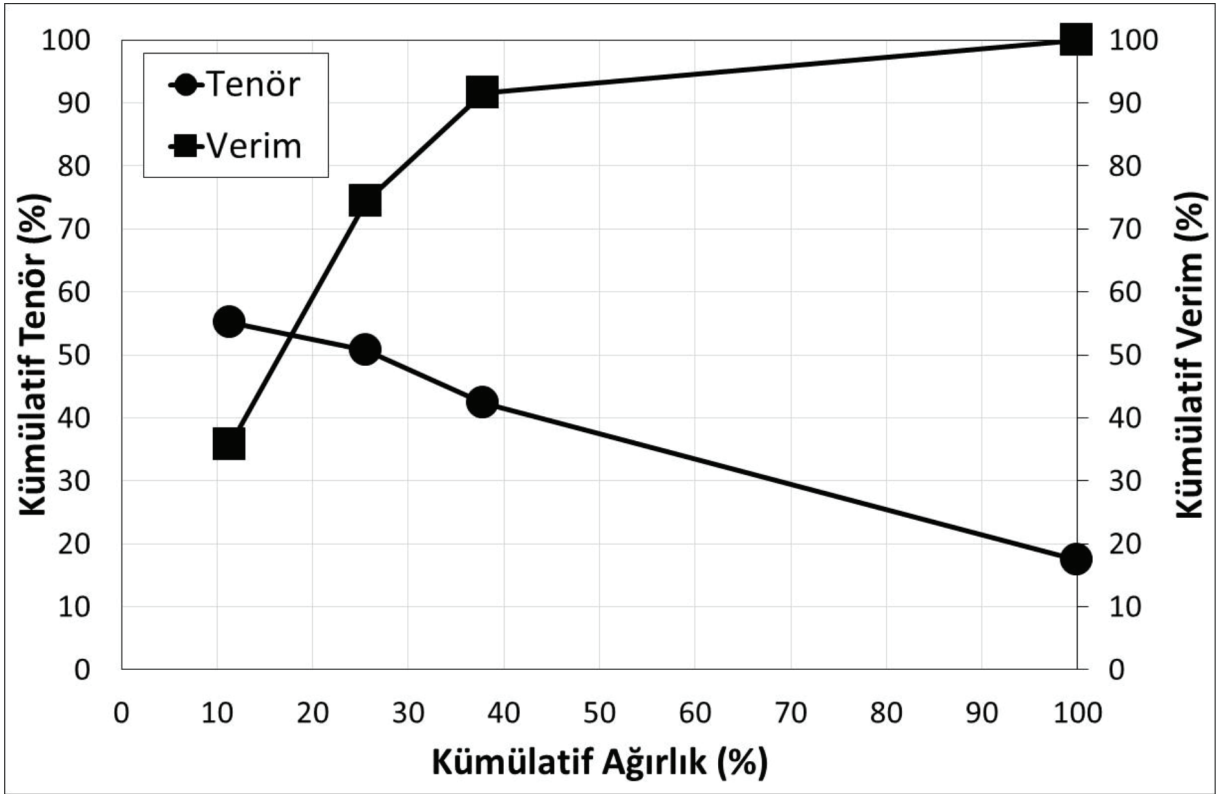
Şekil 4 kullanılarak %48 kromit tenörlü bir konsantre elde edilmesi durumunda beslemenin hangi verim değeri ile ne kadarının konsantre olarak elde edilebileceği hesaplanmıştır. Yapılan hesaplamalara göre %48 tenör değerine sahip bir konsantre elde edilmesi durumunda beslemenin ağırlıkça %35.29'u konsantre olarak alınabilmektedir. Kromitin ise %80'i konsantreye alınmaktadır.

#### Nefelinli Siyenit Cevheri ile Yapılan Çalışmalar

KYA ile zenginleştirme testleri esnasında farklı yıkama suyu miktarları kullanılarak demir içeren tanelerin alt akımdan alınması amaçlanmıştır. Testler esnasında yıkama suyu miktarının zenginleştirme performansı üzerine olan etkisini net bir şekilde ortaya ko-

bilmek için ekipmanın diğer tüm değişkenleri sabit tutulmuştur. Ekipmanın içerisinde birikecek malzeme miktarını ve dolayısıyla oluşacak akışkan yatak miktarını belirleyen değişken basınç set değeridir. Bu değer ekipman içerisinde engelli çökeltme koşullarını oluşturması ve yoğunluk farkına göre ayrımı sağlanması amacıyla mümkün olan en yüksek değerde tutulmuştur. Ekipmanın saydam gövdesi akışkan yatak yüksekliğinin net şekilde görülmesine olanak sağlamaktadır. Akışkan yatak mümkün olduğunca yükseltilmiş ve uygun bir noktada sabitlenmiştir.

Nefelinli siyenit cevheri ile yapılan zenginleştirme çalışmaları esnasında besleme miktarı 500 g/dk., besleme katısı %30, ve basınç set değeri 150 olarak ayarlanmıştır. Yıkama suyu miktarı ise 4, 7 ve 10 l/dk. olarak değiştirilerek her bir koşul için kararlı durumun sağlanmasının ardından numune alma işlemleri gerçekleştirilmiştir. Nefelinli siyenit cevheri ile gerçekleştirilen test sonuçları Çizelge 7'de verilmektedir.



Şekil 4. KYA ürünlerine ait sallantılı masa kümülatif verim-tenör ilişkisi  
Figure 4. Cumulative shaking table grade recovery curve of TBS products

Çizelge 7 incelendiğinde yıkama suyu miktarının artması sonucu KYA alt akımına gelen malzeme miktarının yaklaşık olarak %10'dan, %4'e kadar düştüğü görülmektedir. En yüksek su hızı olan 10 l/dk.'lık koşulda besleme malzemesinin neredeyse tamamı üst akımdan alınmaktadır. Yıkama suyu miktarına bağlı olarak KYA alt akım demir tenöründeki değişim Şekil 5'te verilmektedir.

Şekil 5 incelendiğinde, yıkama suyu miktarının artması alt akım demir tenörünü önemli miktarda artırmaktadır. Özellikle en yüksek yıkama suyu miktarı olan 10 l/dk.'lık koşulda alt akım demir tenörü en yüksek değerlerine ulaşarak %16.79 değerini almaktadır. Bu koşulda alt akım demir verimi ise %86.44 olarak gerçekleşmiştir. En yüksek yıkama suyu miktarında demirin cevherden etkin şekilde uzaklaştırıldığı ve KYA üst akım demir içeriğinin %0.77'den %0.11'e kadar düşürüldüğü görülmektedir.

Bu koşulda alınan alt akım ve üst akım numunesindeki demirin tane boyu fraksiyonlarına ne şekilde dağıldığı da incelenmiştir. 10 l/dk. yıkama suyu miktarında KYA alt akımına ait fraksiyonel  $Fe_2O_3$  tenörleri

Çizelge 8'de, üst akımına ait fraksiyonel  $Fe_2O_3$  tenörleri ise Çizelge 9'da verilmektedir.

Çizelge 8 incelendiğinde alt akımda iri fraksiyonlardan ince fraksiyonlara doğru inildikçe malzeme miktarının azaldığı, buna karşılık demir içeriğinin ise arttığı görülmektedir. Bu durum iri fraksiyonlarda demir içeren tanelerle birlikte iri kuvars ya da alümina parçalarının da kütleleri nedeniyle alt akıma geldiği ancak tane boyu incelidikçe yukarı yönlü yüksek su hızı ve yoğun akışkan yatak nedeniyle sadece demir içeren tanelerin alt akıma gelebildiği şeklinde yorumlanmaktadır.

KYA üst akımı iri ve ince iki fraksiyon şeklinde incelendiğinde 212  $\mu m$ 'den iri tanelerde demir tenörünün daha düşük olduğu, 212  $\mu m$ 'den ince fraksiyonda ise demir tenörünün yükseldiği görülmektedir. Bu durum demir içeren ince boydaki tanelerin de üst akıma gelebildiğini göstermektedir. Ancak bu tanelerin kesin boyut aralığı eldeki veriler ile belirlenememiştir. Üst akıma gelen 212 mikrondan ince tanelerin demir tenörünün besleme demir tenörüne göre oldukça düşük olması, demir içeren tanelerin nispeten iri

Çizelge 7. Nefelinli siyenit cevheri test sonuçları  
Table 7. Nepheline syenite ore test results

Yıkama Suyu Miktarı (l/dk.)	Ürün	Miktar (%)	Tenör (%)				
			SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Toplam Alkali
	Besleme	100.0	61.51	19.98	0.14	0.77	11.79
4	KYA Alt Akım	10.62	57.43	17.69	0.21	2.13	12.29
	KYA Üst Akım	89.38	61.99	20.26	0.13	0.61	11.73
7	KYA Alt Akım	7.02	53.62	16.21	0.44	7.10	9.77
	KYA Üst Akım	92.98	62.10	20.27	0.11	0.30	11.94
10	KYA Alt Akım	3.99	48.40	15.01	0.72	16.79	6.73
	KYA Üst Akım	96.01	62.05	20.19	0.11	0.11	12.00

Yıkama Suyu Miktarı (l/dk.)	Ürün	Miktar (%)	Verim (%)				
			SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Toplam Alkali
	Besleme	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
4	KYA Alt Akım	10.62	9.92	9.40	16.53	29.19	11.07
	KYA Üst Akım	89.38	90.08	90.60	83.47	70.81	88.93
7	KYA Alt Akım	7.02	6.12	5.69	22.58	64.31	5.82
	KYA Üst Akım	92.98	93.88	94.31	77.42	35.69	94.18
10	KYA Alt Akım	3.99	3.14	3.00	21.18	86.44	2.28
	KYA Üst Akım	96.01	96.86	97.00	78.82	13.55	97.72

boylarda yer aldığını ve bu tanelerinde üst akıma gelemediğini göstermektedir.

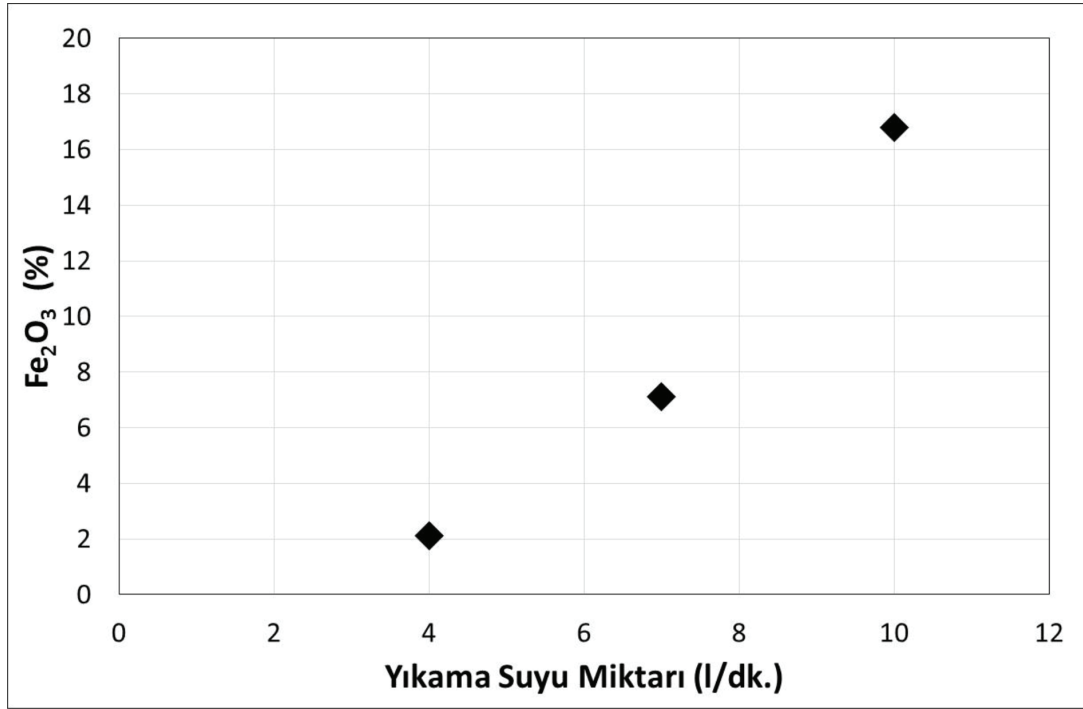
Yıkama suyuna karşılık alt akımda toplam alkali, SiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörlerindeki değişim Şekil 6'da verilmektedir.

Şekil 6 incelendiğinde yıkama suyu miktarındaki artış sonucu alt akımda alkaliler, SiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörlerinin azaldığı görülmektedir. Bu durum alt akımdan nispeten daha yoğun tanelerin alındığını ve yıkama suyu miktarındaki artışın üst akım ürün kalitesini arttırdığını göstermektedir.

En iyi koşulda elde edilen nefelinli siyenit konsantresinin kimyasal bileşimi ile farklı bölgelerden elde

edilen satılabilir nefelinli siyenit konsantresinin karşılaştırılması Çizelge 10'da verilmektedir (Bayhan ve Girgin 1993, Zaher ve Tawab, 2014).

Çizelge 10 incelendiğinde KYA kullanılarak elde edilen nefelinli siyenit konsantresinin safsızlık değerleri diğer satılabilir konsantreler ile benzerlik göstermektedir. Ayrıca SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve alkali değerleri de oldukça yakındır. Sonuç olarak yalnızca KYA kullanılarak bir nefelinli siyenit konsantresi elde edilebileceği görülmektedir. Yıkama suyu miktarı dışındaki işletme değişkenlerinin de optimize edilmesi ile daha yüksek tenör değerlerinde konsantreler elde edilebileceği de öngörülmektedir.



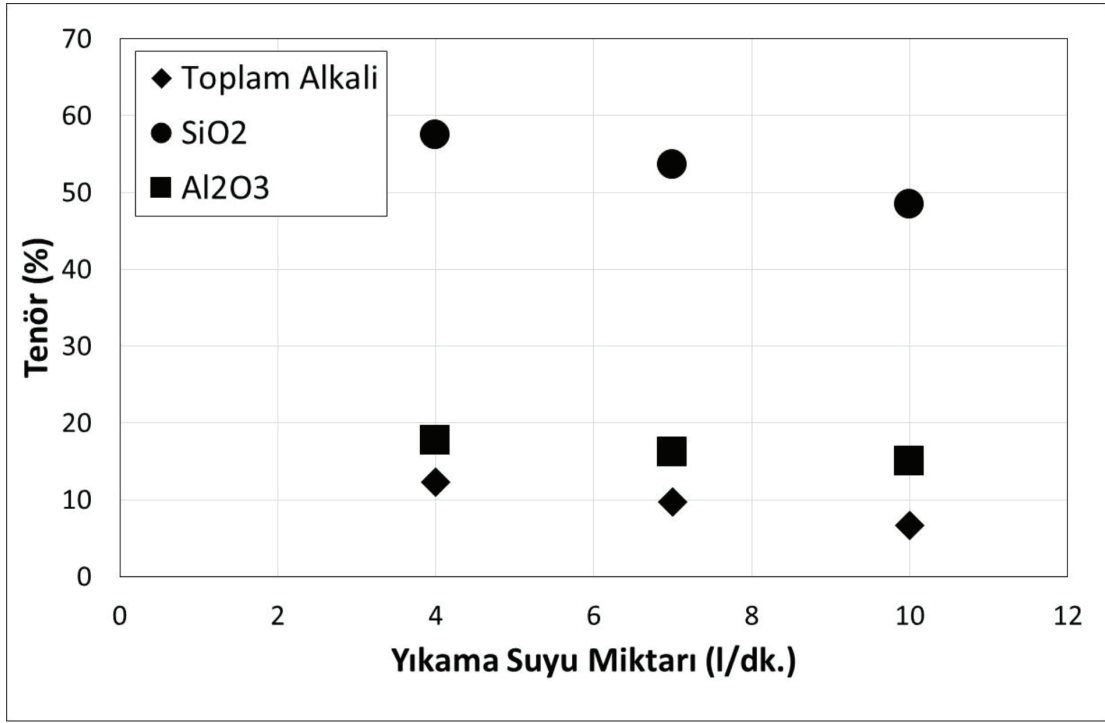
Şekil 5. Yıkama suyuna karşılık alt akımda demir tenöründeki değişim  
Figure 5. Underflow iron content against teeter water

Çizelge 8. KYA alt akımına ait fraksiyonel Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörleri (10 l/dk.)  
Table 8. Fractional Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> grades of TBS underflow (10 lpm)

Tane Boyu Fraksiyonu (µm)	Ağırlık (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)
-600+425	56.03	12.90
-425+300	36.04	19.13
-300	7.94	29.61
TOPLAM	100	16.47
ANALİZ	-	16.79

Çizelge 9. KYA üst akımına ait fraksiyonel Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörleri (10 l/dk.)  
Table 9. Fractional Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> grades of TBS overflow (10 lpm)

Tane Boyu Fraksiyonu (µm)	Ağırlık (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)
+212	59.70	0.08
-212	45.70	0.18
TOPLAM	100.0	0.12
ANALİZ	-	0.11



Şekil 6. Yıkama suyuna karşılık alt akımda toplam alkali, SiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörlerindeki değişim  
Figure 6. Underflow total alkali, SiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content against teeter water

Çizelge 10. Elde edilen nefelinli siyenit özelliklerinin satılabilir konsantre özellikleri ile karşılaştırılması  
Table 10. Comparison of obtained nepheline syenite and marketable concentrates

Ürün	Tenör (%)				
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Toplam Alkali
KYA Üst Akım	62.05	20.12	0.11	0.11	11.93
Bayındır-Akpınar	69.96	22.19	0.08	0.16	15.09
North Cape	57.00	23.80	0.10	0.10	16.90
Mısır	60.23	21.10	0.33	0.20	14.53

## SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Bu çalışmada, yeni nesil hidrolik sınıflandırıcılardan olan laboratuvar ölçekli bir kabaran yataklı ayırıcının (KYA), sınıflandırma ve zenginleştirme uygulamalarında kullanılabilirliği incelenmiştir. Kromit konsantresi ile yapılan sınıflandırma çalışmaları sonucunda, yukarı yönlü su hızını belirleyen yıkama suyu miktarındaki artışın KYA alt akımına gelen malzeme miktarını azalttığı, aynı zamanda ekipmanın kesme boyunu ( $d_{50}$ ) irileştirdiği belirlenmiştir. Özellikle en yüksek yıkama suyu miktarında alt akım tane boyu dağılımı incelenmiş ve 100  $\mu$ m'den ince tanelerin alt akımda olmadıkları görülmüştür. KYA ve konvansiyonel

sınıflandırıcılar bu özelliği ile karşılaştırıldığında ince tanelerin su ya da mekanik yollarla alt akıma kaçak sorununun büyük ölçüde azaldığı görülmektedir. Kaçak miktarındaki azalma ise hem sınıflandırma hem de zenginleştirme devrelerinin performansında artışa sebep olmaktadır. Tesis koşullarında elde edilemeyen %48 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tenörlü konsantre KYA-Sallantılı masa devresi ile yüksek verim değerinde elde edilmiştir.

Nefelinli siyenit cevheri ile yapılan zenginleştirme çalışmaları sonucunda taneler arasındaki yoğunluk farkından yararlanılarak cevher içerisindeki demir içeriği %0.77'den %0.11'e kadar düşürülmüştür. Alt akımdaki demir içeriği yıkama suyu miktarı ile birlikte artış



göstermiştir. Benzer cevherlerden demir uzaklaştırmak için kullanılan manyetik ayırma ve flotasyon gibi yöntemler ele alındığında ise KYA kullanılarak benzer özellikte bir konsantrenin daha düşük maliyet ile elde edilebileceği düşünülmektedir.

Deneysel çalışmalar sırasında incelenen tek işletme değişkeni yıkama suyu miktarıdır. Literatürde yapılan çalışmalarda yukarı yönlü su hızının ekipman performansı üzerinde birincil derecede etkili olduğu bildirilmektedir (Maharaj, 2005, Ozcan, 2015). Ancak diğer bir işletme değişkeni olan basınç set değerinin de farklı uygulamalar için farklı değerlere optimize edilmesi ekipman verimini arttıracaktır.

### KATKI BELİRTME

Yazar, makalenin değerlendirme sürecinde gösterdikleri ilgiden dolayı Hacettepe Yerbilimleri Dergisi Editörlüğüne ve yapıcı eleştirileri ile katkı sağlayan hakemlere teşekkür eder.

### KAYNAKLAR

- Abdel-Zaher M. A., Abdel-Tawab A. N., (2014). Characterization and Beneficiation of an Egyptian Nepheline Syenite Ore, *International Journal of Mineralogy*, Cilt 2014, s 1-9.
- Aydın, M.E., (2001). Etibank Guleman Kef Konsantratör Tesisi Kromit Artıklarının Değerlendirilmesi, Yüksek Lisans Tezi, Dicle Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Diyarbakır.
- Bayhan, H. ve Girgin, İ., (1993). Bayındır - Akpınar (Kaman) Nefelinli Siyenitlerinin Zenginleştirilmesi, *Madencilik Dergisi*, Cilt 32, no. 2, s. 21-26.
- Guney A., Sirkesi A. A., Gurkan V., and Onal G., (1996). "The recovery of chromite fines from the tailings of Uckopru chromium plant using HIWMS." *Changing scopes in mineral processing*, pp 149-154.
- Honaker, R. Q. and Mondal, K., (1999). Dynamic Modelling of Fine Particle Separations in a Hindered Bed Classifier, *Coal Prepar.*, Cilt. 21, s. 211-232.
- Kari, C., Kapure, G., Rao, S.M.; Rao, N.D., (2006). Predicting the Chromite Mineral Upgradation in Floatex Density Separator Using Hindered Settling Models. *The Iron and Steel Institute of Japan International*, Cilt 46, s. 966-973.
- Kumar, C.R., Tripathy, S.K., Rao D.S., (2009). Characterization and pre-concentration of chromite values from plant tailings using floatex density separator. *Journal of Minerals & Materials Characterization & Engineering*, Cilt. 8, s. 367-378.
- Maharaj, L., (2005). An Investigation of the Hydrodynamics of the Teetered Bed Separator for Fine Coal Recovery, MSc. Thesis, University of Kwazulu-Natal, Durban.
- Ozcan, O. (2015) Performance of Teetered Bed Separators for Non-Coal Applications, PhD. Thesis, Hacettepe University, Department of Mining Engineering, Ankara/TURKEY.
- Ozcan, O. and Ergun, L., (2015). Classification Performance Evaluation of a Teetered Bed Separator for Silica Sand, *Proceedings of the 14th European Symposium on Comminution & Classification*, s. 240-244, Gothenburg.
- Ozcan, O. and Celik, I., (2016). Beneficiation routes for upgrading iron ore tailings with a teetered bed separator, *Separation Science and Technology*, Cilt 51:17, s. 2844-2855.
- Remes, A., Tuikka, A., Kivio, H., (2011). Simulation and pilot experiments on pyrite concentrate separation in a Floatex density separator, *Minerals and Metallurgical Processing*, Cilt 2, no. 28, s. 62-70.
- Schlesinger, L. and Hutwelker, J., (1992). Preliminary Desliming Tests NC Phosphate Using a Pilot-Scale Linatex Hydrosizer, *North Carolina State Minerals Research Laboratory*, North Carolina.
- Tripathy, S.K., Mallick M.K., Singh V., Murthy R.M., (2013). Preliminary studies on teeter bed separator for separation of manganese fines, *Powder Technology*, Cilt 239, s. 284-289.
- Tripathy, S. K., Bhoja, S. K., Kumar C. R., Suresh, N., (2015). A short review on hydraulic classification and its development in mineral industry, *Powder Technology*, Cilt 270, s. 205-220.
- Zaher, M.A., Tawab, A.N., (2014). Characterization and Beneficiation of an Egyptian Nepheline Syenite Ore, *International Journal of Mineralogy*, Cilt 2014, s. 1-9.



## Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Civarındaki Güncel Deprem Aktivitesinin Bölgesel ve Zamana Bağlı Analizleri

### *Regional and Temporal Analyses of the Current Earthquake Activity in and around the North Anatolian Fault Zone*

SERKAN ÖZTÜRK<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup>Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 29100 Gümüşhane

Geliş (received) : 12 Nisan (April) 2016

Kabul (accepted) : 23 Haziran (June) 2017

#### ÖZ

Bu çalışmada, sismotektonik  $b$ -değeri, fraktal boyut  $D_c$ -değeri ve öncü sismik durgunluk  $Z$ -değeri ile bunlar arasındaki ilişkileri kullanarak, sismik olarak dünyadaki en aktif doğrultu atımlı fay sistemlerinden biri olan Kuzey Anadolu Fay Zonu ve civarı için deprenselliğin bölgesel ve zamana bağlı değişimleri analiz edilmiştir.  $b$ -değeri ile  $D_c$ -değeri arasında güncel ve güvenilir bir istatistiksel ilişki ortaya koyabilmek için, birkaç regresyon yöntemi test edilmiştir. KAFZ ve civarı için, Ortogonal regresyon uyumu ile çok güçlü negatif ilişki katsayısına ( $r=-0.98$ ) sahip  $D_c=2.46-0.58*b$  ilişkisi daha güvenilir olarak hesaplanmıştır.  $b$  ve  $D_c$ -değerlerinin zamana bağlı değişimlerinde önemli dalgalanmalar görülmüştür ve sonuçta, 2012-2013 yılları arasında  $b$ -değerlerindeki azalış ile  $D_c$ -değerlerindeki artış eğilimi, KAFZ ve civarındaki gelecek deprem potansiyeli açısından önemli olabilir. 1.0'dan küçük  $b$ -değerleri ile 1.85'ten büyük  $D_c$ -değerleri Düzce fayı civarı ve Karadeniz kıyısı, Pülümür fayı ve Erzincan civarı, Pülümür-Karlıova arası, Sancak-Uzunpınar ve Göynük fay zonlarını içerisinde alan bölgelerde gözlenmiştir. 2016 yılı başında, Enez, Etili fayının kuzeyi, Çanakkale ve Edremit, Tekirdağ-Silivri ve Marmara denizi, Karadeniz kısmı ve Yalova-İzmit civarı, Manyas fay zonunun kuzeyi, İznik-Gebze, Düzce fayı ve Karadeniz kıyısı, İsmetpaşa segmenti ile Laçın-Merzifon fay zonları ve civarında sismik durgunluk anomalileri gözlenmiştir. Hem en düşük  $b$ -değeri hem de en yüksek  $D_c$ -değeri ile yüksek  $Z$ -değerine sahip bölgeler ise Düzce fayı civarı ve Karadeniz kıyılarıdır. Önemli bir sonuç olarak, bu sismotektonik parametrelerin birlikte değerlendirilmesi, KAFZ ve civarındaki gelecek deprem potansiyelini ortaya koymada bazı önemli ipuçları sağlayabilir ve bu anomaliler alanları gelecek depremlerin olası bölgeleri olarak yorumlanabilir.

**Anahtar Kelimeler:**  $b$ -değeri, fraktal boyut, Kuzey Anadolu Fay Zonu, öncü sismik durgunluk, regresyon.

#### ABSTRACT

In this study, the regional and temporal variations of seismicity in and around the North Anatolian Fault Zone, one of the most seismically active strike slip fault systems in the World, are analyzed by using the seismotectonic  $b$ -value, fractal dimension  $D_c$ -value, precursory seismic quiescence  $Z$ -value and correlations with each other. In order to produce an up-to-date and reliable statistical relation, several regression methods are tested. In and around the NAFZ, the relation of  $D_c=2.46-0.58*b$  having a very strong negative correlation coefficient,  $r=-0.98$ , is calculated as a more reliable relation. Significant fluctuations are observed in the temporal changes of  $b$  and  $D_c$ -values and the decreasing in  $b$ -value and thus the increasing trend in  $D_c$ -value between the years of 2012 and 2013 may be important in terms of the next earthquake potential in and around the NAFZ. The  $b$ -values lower than 1.0 and also the  $D_c$ -values larger than 1.85 are observed in the regions covering the vicinity of Düzce fault and the Black Sea coast, the vicinity of Pülümür fault and Erzincan, between Pülümür and Karlıova, Sancak-Uzunpınar and Göynük fault zones. At the beginning of 2016, seismic quiescence anomalies are observed in and around Enez, the north of Etili fault, Çanakkale and Edremit, Tekirdağ-Silivri and Marmara Sea, the part of Black Sea and the vicinity of Yalova-İzmit, the northern part of Manyas fault, İznik-Gebze, Düzce fault and the Black Sea coast, İsmetpaşa segment and Laçın-Merzifon fault zone. The regions having both the smallest  $b$ -value and the largest  $D_c$ -value with the high  $Z$ -value are the vicinity of Düzce fault and the Black Sea coast. As an important result, the combination of these seismotectonic parameters may supply some important evidences in order to reveal the next earthquake potential in and around the NAFZ and, these anomaly areas may be interpreted as the possible locations of the next earthquakes.

**Keywords:**  $b$ -value, fractal dimension, North Anatolian Fault Zone, precursory seismic quiescence, regression.

\* S. Öztürk

e-posta: serkanozturk@gumushane.edu.tr

## GİRİŞ

Deprem aktivitesinin bölgesel ve zamana bağlı davranışlarını analiz edebilmek için gerek Türkiye ve gerekse dünyanın farklı birçok bölgesini kapsayan çok sayıda istatistiksel çalışma yapılmıştır. Bu amaçla birçok araştırmacı, fiziksel modeller ve ölçek yasaları gibi farklı araçlar kullanmışlar ve birçok önemli sonuçlar elde etmişlerdir (örneğin; Mandelbort, 1982; Hirata, 1989; Öncel ve Wilson, 2007; Roy vd., 2011; Öztürk, 2011; 2012; 2015). Bu tür çalışmalarda deprem aktivitesinin bölgesel ve zamana bağlı davranışlarını karakterize edebilmek için, deprenselliğin bölgeye, zamana ve büyüklüğe bağlı değişimleri, tamamlılık magnitudü  $M_c$ -değeri, sismotektonik  $b$ -değeri, fraktal boyut  $D_c$ -değeri ile sismik durgunluğu ifade eden standart sapma  $Z$ -değeri gibi parametreler kullanılmaktadır.

Depremlerin fraktal ve kaotik özellikleri, fraktal kavramların deprenselliğe uygulanması ile Goltz (1998) tarafından detaylı olarak tartışılmış ve tanımlanmıştır. Sismotektonik olarak aktif bölgeler fraktal bir ilişki sergiler veya bölgesel ve zamana bağlı olarak depremler arasında ölçek değişmezliği sunarlar (Öncel vd., 1995). Bir fraktal, deprem dağılımlarının, rastgeleliğin ve kümelenmenin tanımlanmasında kullanılan karmaşık bir istatistiksel parametredir (Hirata, 1989). Heterojenitedeki bazı yapısal, jeolojik ve mekanik değişimler fraktal boyut kullanılarak tanımlanabilir. Fraktal boyut ayrıca, aktif fay sistemlerindeki heterojeniteyi de tanımlar ve kayalarda kırık sistemlerinin gelişmesi sonucu depremlerin oluşumu fraktal olayların tipik örneklerini oluşturur. Dolayısıyla, karmaşık sismotektonik parametrelerin fraktal özellikleri arasındaki ilişkilerin analizi, aktif tektonik bölgelerdeki deprem tehlikesi ve risk çalışmaları için bazı önemli ipuçları ortaya koyabilir. Sonuçta depremlerin fraktal boyutu, bir sistemin veya fraktal özelliğe sahip süreçlerin temel özelliklerini tanımlamak için son yıllarda yaygın bir şekilde kullanılan parametrelerden biridir (örneğin, Hirata, 1989; Öncel vd., 1995; Öncel ve Wilson, 2002; 2004; Chen vd., 2006; Öztürk 2012; 2015).

Gutenberg-Richter magnitud-deprem sayısı ilişkisi olarak ifade edilen  $b$ -değeri, deprem dağılımlarının diğer bir güç yasası ilişkisidir (Gutenberg ve Richter, 1944). Deprem sayısı, sismik enerji, moment ve fay uzunluğu arasındaki fraktal ilişki  $b$ -değerinin tahminiyle verilebilir. Bir bölge için  $b$ -değeri yalnızca büyük ve küçük depremlerin sayısını yansıtmaz

aynı zamanda sismojenik yapıların karakteristiği ile bölge, zaman ve derinlikteki gerilme değişimleriyle de ilişkilidir (Scholz, 1968). Dolayısıyla, depremlerin boyut dağılımını tanımlayan ve en iyi bilinen deprensellik parametrelerinden biri olan  $b$ -değeri bir azalma eğilimi gösteriyorsa, güçlü veya büyük bir depremin olma olasılığından söz edilebilir. Sonuçta, hem Türkiye hem de dünyanın farklı bölgeleri için  $b$ -değerinin bölgesel ve zamana bağlı analizlerini içeren birçok çalışma mevcuttur (örneğin, Frohlich ve Davis, 1993; Wiemer ve Katsumata 1999; Wyss vd., 2001; Öztürk vd., 2008; Öztürk, 2011).

Sismik durgunluk, depremin oluşumundan önce deprem odak bölgesi ve civarında deprem aktivite oranının önemli bir oranda azaldığını ifade eder ve aslen Wyss ve Habermann (1988) tarafından tanımlanmıştır. Deprem tehlikesi çalışmalarında depremlerden birkaç yıl öncesinde deprem odak bölgesi ve civarında öncü sismik durgunluğun gözlenmesi, deprem oluşumlarını tanımlayıcı bir araç olarak yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Wiemer ve Wyss (1994) öncü durgunluk hipotezini şu şekilde tanımlamışlardır: "Sismojenik bir zonun sınırlı bir parçası içerisinde oluşan deprensellik oranının istatistiksel olarak önemli oranda düşmesidir. Oran azalımı bir anaşok ile sonlanır ve durgunluk hacmi, kaynak hacmin ana kısmını veya tüm kısımlarını kapsar." Dolayısıyla sismik durgunluk, önceki deprenselliğe oranla ortalama deprensellik oranındaki azalma olarak tanımlanabilir. Arabasz ve Wyss (1996), büyük depremlerden önceki durgunluğun süresini  $4.5 \pm 3$  yıl olarak ifade etmişlerdir. Öztürk (2009) ise, Türkiye'nin Doğu Anadolu Bölgesindeki deprem oluşumları için sismik durgunluk süresini  $4.9 \pm 1.5$  yıl olarak vermiştir. Bununla birlikte, bazı büyük depremler öncesinde, sismik durgunluğun 20 yıldan daha fazla sürdüğünü ifade etmiştir: 1952 Kamchatka ( $M=9.0$ ) depreminden önce 32 yıl, 1957 Aleutian Adaları ( $M=9.1$ ) depreminden önce 21 yıl, 1964 Alaska ( $M=9.2$ ) depreminden önce 20 yıl (Kelleher ve Savino, 1975; Kanamori, 1981). Ayrıca, Katsumata (2011), 2011 Tohoku ( $M=9.0$ ) depreminden önceki durgunluğun 23.4 yıl sürdüğünü ifade etmiştir. Geçmiş depremlerin öncülüğü üzerine yapılan bazı çalışmalar, öncü sismik durgunluğun oluşumunu içeren belirli bir bölge ve zamandaki deprem oluşumlarının sismotektonik yapıyla ilişkili olabileceğini desteklemektedir (Arabsaz ve Wyss, 1996; Wyss ve Haberman, 1988). Son yıllarda öncü sismik durgunluğun bölgesel ve zamana bağlı değişiminin analizi üzerine çok sayıda çalışma yapılmış ve

odak civarında ana şoktan önce birkaç yıl öncesinde sismik durgunluklar gözlenmiştir. Örneğin; Kurile (Katsumata ve Kasahara, 1999), Colfiorito (Console vd., 2000), Saros, Erzincan ve Bingöl (Öztürk, 2011), Elazığ ve Van (Öztürk ve Bayrak, 2012) depremleri. Sonuçta, sismik durgunluk sürecini içeren deprem oluşumlarının bölge-zaman değişimleri, depremlere neden olan sismotektonik süreçlerle ilişkili olabilir ve bu tür değişimler sabit ve güvenilir sismik özellikler olarak tanımlanabilirse deprem tehlikesi çalışmalarında kullanılabilir.

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), iyi tanımlanmış fay izi ve sahip olduğu depremsellik geçmişi ile Türkiye'nin en önemli tektonik zonlarının başında gelir. Dolayısıyla bu bölge, geçmişte çok sayıda güçlü ve yıkıcı depremlere maruz kalmıştır. Türkiye'nin kuzey doğusunda 1939 büyük Erzincan depremi ile başlayan aktivite batıya doğru 1942, 1943, 1944, 1951, 1957 ve 1967 (Toksöz vd., 1979, Barka, 1996) depremleri ile devam etmiştir ve KAFZ boyunca oluşan bu güçlü ve yıkıcı depremlerin çoğu yüzey kırığı oluşturmuştur. Önceki yüzyılın başında ise KAFZ'nin batı kısmı üzerinde iki yıkıcı deprem meydana gelmiştir. İlki olan 17 Ağustos 1999 İzmit ( $M_w=7.4$ ) depremi, KAFZ'nin doğuda Gölyaka ve Düzce'den İzmit Körfezi boyunca batıda Marmara Denizine kadar uzanan 145 km'lik bir kısmını kırmıştır. İkincisi olan 12 Kasım 1999 Düzce ( $M_w=7.2$ ) ise doğuya doğru yaklaşık 41 km'lik bir kısmı kırmıştır (Bürgmann vd., 2002). Sonuçta, KAFZ üzerindeki deprem tehlike potansiyelinin ortaya konması ve depremlerin önceden tahmin edilebilmesine yönelik çalışmalar oldukça önemli hale gelmiştir. Dolayısıyla, bu çalışmanın temel amacı KAFZ ve civarındaki gelecek deprem potansiyelini ortaya koyabilmek için depremselliğin bölgesel ve zamana bağlı detaylı analizlerini yapabilmektir. Çalışma kapsamında depremlerin bölgesel, zamansal ve magnitüd dağılımları boyut-ölçek dağılımları cinsinden analiz edilmiştir. Bu amaçla,  $b$ -değeri, fraktal boyut  $D_c$ -değeri, tamamlılık magnitüdü  $M_c$ -değeri ve standart sapma  $Z$ -değeri gibi sismik ve tektonik parametreler kullanılarak istatistiksel bir değerlendirme yapılmıştır. Ayrıca, KAFZ depremleri için  $b$ -değeri ile  $D_c$ -değeri arasında güncel ve güvenilir bir ilişki tahmin edilmeye çalışılmıştır.

## KUZEY ANADOLU FAY ZONUNUN SİSMOTEKTONİK YAPISI

KAFZ çok sayıda doğrultu atımlı fay içerir ve bu faylar Karadeniz'in okyanusal litosferine itilen Batı

Pontidlerin, KAFZ'ye kıyası olan yeni başlamış oluşumları işaret eder. KAFZ doğuya doğru, Kuzey Anadolu ile Doğu Anadolu arasında bir sınır oluşturur ve aşırı iyi gelişmiş yüzey yapısı, gözle görülür sismik aktivitesinden dolayı dünyadaki en iyi bilinen sağ yönlü doğrultu atımlı fay zonarından biridir. Kuzey Anadolu fayı, çok aktif bir zon olup jeodezik verilere göre 24-30mm/yıllık sağ yönlü bir hareket sergiler (Reilinger vd., 1997). Fayın kümülatif yer değiştirmesinin 40 metreden birkaç yüz metreye kadar değiştiği tahmin edilmektedir. KAFZ yaklaşık olarak 1500 km uzunluğa sahip, geniş bir yay şeklinde, Türkiye'nin doğusundan başlayıp batıda kuzey Ege'nin doğusuna kadar uzanır. Batıda Biga Yarımadasından başlayıp Yenice, Gönen ve Manyas'tan geçerek Bursa ve Yenişehir üzerinden Kargı-Havza dolaylarına kadar uzanmaktadır. Buradan güneydoğuya kıvrılarak Erzincan dolaylarından Karlıova civarında sol yönlü Karlıova-Bingöl fayını 40°'lik açı ile kesmektedir (Ketin, 1976). KAFZ, tek bir kırık düzlemi olmayıp birbirine paralel veya kademeli faylardan oluşan bir fay zonu durumundadır. Belirli bir doğrultuda devam etmeyip bazı bölgelerde daha geniş açılar yaparak bükülmekte ve Van Gölü'nün kuzey kenarından geçerek İran sınırına varmaktadır. Birçok kırıktan oluşan KAFZ, Karadeniz kıyısına paralel uzanmaktadır. Bu fayın büyük bir kısmı boyunca bu fay zonu, birbirine paralel fakat bazen birbirine kesişen birkaç kısa faydan oluşur (Bozkurt, 2001). Doğuya doğru KAFZ, tipik üçlü birleşme gösterir ve sol yönlü Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ile Karlıova'da birleşir. KAFZ, Karlıova üçlü birleşme noktasında sonlanmayarak güney doğu boyunca devam eder. Kuzey Anadolu Fay Zonundaki toplam atım miktarı 25-85 km arasında değişmektedir. Arabistan plakası nedeniyle doğuda genellikle ters bileşene sahip doğrultu atımlı faylanma gözlenirken batı kısmı Ege'deki genişleme rejiminin etkisiyle normal bileşenler gösterir.

Tarih boyunca KAFZ'de oluşan depremlerin karakteristiğine bakıldığında, aktivitenin fayın orta kısımlarında başladığı ve daha sonra batı ve doğu kısımlarına ilerlediği görülür. Depremler genellikle sığ odak derinliğine sahip olup fay zonu boyunca meydana gelen sağ yönlü doğrultu atım hareketleri ile ilişkili olarak açıklanır. KAFZ'nin doğrultu atım rejimine sahip olmasından dolayı kırılabilmesi için büyük miktarda enerjinin açığa çıkması gerekir ve buda oluşabilecek depremlerin büyük ve yıkıcı olmasına neden olur. Bu fay zonu geçmiş 60 yıl boyunca çok sayıda büyük ve yıkıcı depreme maruz kalmıştır. Karlıova bölümü, artarda meydana

gelen 19 ve 20 Ağustos 1966 ( $M_s$ 6.8 ve  $M_s$ 6.2) depremleriyle kırılmıştır (Ambraseys ve Jackson, 1998). 26 Aralık 1939 Erzincan depremi ( $M_s$ 7.9, Brunbaugh ve Pınar, 2001) Türkiye'deki en büyük depremlerden biridir (ve batıya doğru ilerleme gösteren 1939-1967 yılları arasındaki diğer deprem dizileri için tetikleyici bir rol oynamıştır. Bu depremler: 20 Aralık 1942 Erbaa-Niksar ( $M_s$ 7.0, Acharya, 1979), 26 Kasım 1943 Tosya ( $M_s$ 7.3, Dewey, 1976), 1 Şubat 1944 Bolu-Gerede ( $M_s$ 7.3, Dewey, 1976), 13 Ağustos 1951 Çankırı ( $M_s$ 6.8, Acharya, 1979), 26 Mayıs 1957 Abant ( $M_s$ 7.0, Ambraseys ve Jackson, 1998), 22 Temmuz 1967 Mudurnu vadisi ( $M_s$ 7.1, Ambraseys ve Zátópek, 1969) olarak verilebilir. KAFZ üzerinde son yıllarda oluşmuş yıkıcı depremler ise 13 Mart 1992 Erzincan ( $M_s$ 6.8, Groszer vd., 1998), 17 Ağustos 1999 İzmit ( $M_s$ 7.4, Barka vd., 2002) ve 12 Kasım 1999 Düzce ( $M_s$ 7.1, Akyüz vd., 2002) depremleridir. Çalışma alanındaki ana tektonik yapılar ve depremsellik ilişkili detaylar, Şaroğlu vd., (1992), Bozkurt (2001) ile Demirtaş ve Yılmaz (1996) gibi farklı araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalarda bulunabilir. Çalışma alanındaki faylar ve önemli tektonik yapılar Şekil 1'de gösterilmiştir.

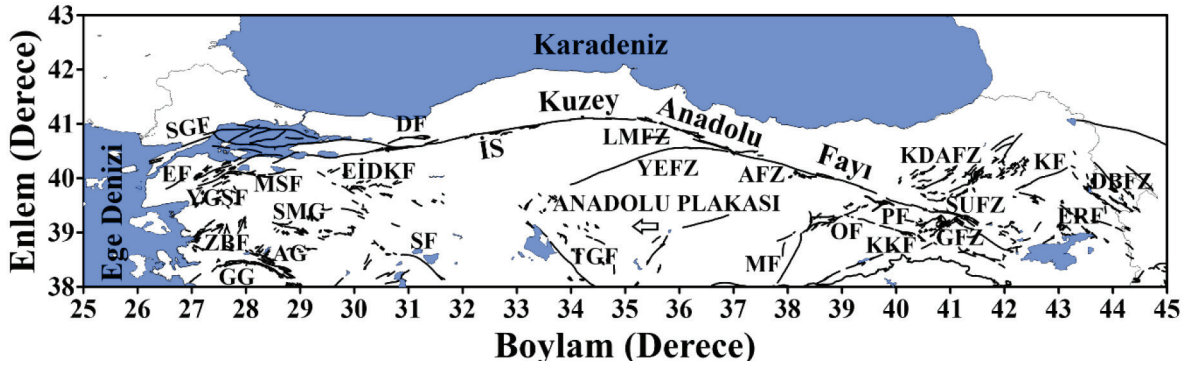
## DEPREM VERİSİ ve SİSMOTEKTONİK BÖLGELENDİRME

Bu çalışmada kullanılan deprem verisinin 1970-2006 yılları arasındaki kısmı Öztürk (2009)'tan alınmıştır. Öztürk (2009), tam ve homojen bir deprem kataloğu oluşturabilmek için bazı deneysel ilişkiler kullanılmış ve 1970'ten 2006'ya kadar 73.530 depremi içeren ve süre magnitudüne ( $M_d$ ) göre homojen olan bir veri kataloğu hazırlamıştır (Farklı magnitud türlerine ait deneysel ilişkilerin detayları ayrıca Bayrak vd., 2009'ta verilmiştir). 2006-2016 yılları arasındaki veri ise Boğaziçi Üniversitesi, Kandili Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nden (KRDAE) alınmıştır (<http://www.koeri.boun.edu.tr/>). KRDAE, özellikle 2000 yılından sonra, genellikle tüm depremler için  $M_d$  magnitudünü hesaplar (bununla son yıllarda ise yerel magnitud  $M_L$  verilmektedir). 2006-2016 yılları arasında KRDAE kataloğunda  $M_d$ 'nin bilinmediği durumlarda  $M_d$  hesaplamaları, Öztürk (2009) tarafından önerilen  $M_d$ - $M_L$  deneysel ilişkileri kullanılarak yapılmıştır. Toplamda tüm Türkiye için, 2006-2016 yılları arasında  $M_d$ 'ye göre homojen olan ve 107997 depremi içeren bir veri seti hazırlanmıştır. Sonuç olarak, Türkiye ve civarı için 1970-2016 yılları arasında 181527 depremi içeren ve  $M_d$  magnitudüne göre homojen olan bir veri seti hazırlanmıştır.

Detaylı analizler için çalışma bölgesi olarak KAFZ ve civarını içerisine alan bölgenin seçilmesinden sonra, 1970-2016 yılları arasında çalışma alanı içerisine düşen depremler tüm Türkiye için hazırlanan deprem kataloğu içerisinden seçilmiştir. Bu çalışmadaki magnitud türü  $M_d$ 'dir ve tüm magnitud seviyeleri ile tüm çalışma periyotları için tamdır. Katalog, 2 Kasım 1970 ile 31 Aralık 2015 yılları arasındaki yaklaşık 45.88 yıllık bir zaman dilimini içermektedir. Sonuçta, KAFZ ve civarı için 1970-2016 yılları arasında magnitudü  $M_d \geq 1.0$  ve derinliği 70 km'den sığ olan toplam 40.108 depremi içeren bir veri seti hazırlanmıştır. Çalışma alanı için sismojenik seviye yalnızca 35-40 km olarak önerilmiştir (Özacar vd., 2009). Bununla birlikte, hiposantr konumlarındaki hatalara bağlı olarak deprem aktivitesinin davranışları sığ depremler için sınırlandırılmış ve derinlik maksimum 70 km olarak alınmıştır (Öztürk, 2011). Çalışma periyodu içerisinde KAFZ ve civarındaki bu depremlerin episantr dağılımları Şekil 2'de gösterilmiştir.

Bir sismotektonik bölge, sismik olarak homojen bir alanı tanımlar. İdeal bir sismotektonik bölgelendirme, jeoloji, paleosismoloji, tektonik, tarihsel ve aletsel depremsellikte birlikte düşünülen bölgenin diğer neotektonik özelliklerinin birlikte kullanılmasını gerektirir. Deprem kaynak bölgeleri, genellikle iki temel prensip dikkate alınarak belirlenebilir: (a) bölgenin depremselliği ve (b) tektonik yapısı (Erdik vd., 1999). Deprem tehlikesi çalışmaları için sismotektonik bölgelendirmenin oldukça sık başvurulan bir analiz yöntemi olduğu çok sayıda araştırmacı tarafından ifade edilmiş ve Türkiye için çok sayıda sismotektonik bölgelendirme çalışması farklı araştırmacılar tarafından yapılmıştır (örneğin; Erdik vd., 1999; Bayrak vd., 2009; Öztürk, 2012; 2015).

KAFZ için deprem kaynak bölgelerinin belirlenmesi, Öztürk (2012) tarafından yapılan ve tüm Türkiye'yi içine alan detaylı sismotektonik bölgelendirme çalışması dikkate alınarak yeniden yapılmıştır. Öztürk (2012) tarafından yapılan çalışmada, Erdik vd., (1999) ile Bayrak vd., (2009) tarafından yapılan çalışmalar dikkate alınarak Türkiye 55 farklı sismotektonik bölgeye ayrılmıştır. Erdik vd., (1999), tüm deprem verilerini kullanarak ve farklı araştırmacılar tarafından yapılan bölgelendirme çalışmalarını dikkate alarak Türkiye'yi 37 kaynak bölgeye ayırmıştır. Bayrak vd., (2009) ise, Türkiye'deki deprem tehlikesini ortaya koyabilmek için yapılan farklı bölgelendirme çalışmalarını, TÜBİTAK tarafından 1977-2002 yılları arasındaki büyük depremler için verilen odak mekanizması



Şekil 1. Kuzey Anadolu Fay Zonu ve civarındaki aktif tektonik. Tektonik yapılar, Şaraoğlu vd. (1992) ile Bozkurt (2001)'den düzenlenmiştir. Fayların isimleri; SGF: Saros-Gaziköy Fayı, EF: Etili Fayı, YGSF: Yenice-Gönen ve Sarıköy Fayları, ZBF: Zeytinadağ-Bergama Fayları, GG: Gediz Grabeni, AG: Alaşehir Grabeni, SMG: Soma Grabeni, MSF: Manyas Fayı, EİDKF: Eskişehir, İnönü-Dodurga ve Kaymaz Fayları, DF: Düzce Fayı, İS: İsmetpaşa Segmenti, SF: Sultandağı Fayı, TGF: Tuz Gölü Fayı, YEFZ: Yağmurlu-Ezinepazarı Fay Zonu, LMFZ: Laçın ve Merzifon Fay Zonları, AFZ: Almus Fay Zonu, MF: Malatya Fayı, OF: Ovacık Fayı, PF: Pülümür Fayı, KKF: Karakoçan Fayı, GFZ: Göynük Fay Zonu, SUFZ: Sancak-Uzunpınar Fay Zonu, KDAFZ: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu, KF: Kağızman Fayı, ERF: Erciş Fayı, DBFZ: Doğu Beyazıt Fay Zonu.

Figure 1. Active tectonic in around the North Anatolian Fault Zone. Tectonic structures are modified from Şaraoğlu et. al., (1992) and Bozkurt (2001). Names of faults: SGF: Saros-Gaziköy Fault, EF: Etili Fault, YGSF: Yenice-Gönen and Sarıköy Faults, ZBF: Zeytinadağ-Bergama Faults, GG: Gediz Graben, AG: Alaşehir Graben, SMG: Soma Graben, MSF: Manyas Fault, EİDKF: Eskişehir, İnönü-Dodurga and Kaymaz Faults, DF: Düzce Fault, İS: İsmetpaşa Segment, SF: Sultandağı Fault, TGF: Tuz Lake Fault, YEFZ: Yağmurlu-Ezinepazarı Fault Zone, LMFZ: Laçın and Merzifon Fault Zones, AFZ: Almus Fault Zone, MF: Malatya Fault, OF: Ovacık Fault, PF: Pülümür Fault, KKF: Karakoçan Fault, GFZ: Göynük Fault Zone, SUFZ: Sancak-Uzunpınar Fault Zone, KDAFZ: North East Anatolian Fault Zone, KF: Kağızman Fault, ERF: Erciş Fault, DBFZ: Doğu Beyazıt Fault Zone.

çözümlerini ve depremlerin episantr dağılımları ile birlikte tektonik yapıları da dikkate alarak Türkiye'yi 24 sismik bölgeye ayırmışlardır. Dolayısıyla, Öztürk (2012) tarafından KAFZ'yi içine alan sismojenik bölgelerin bazı kısımları bu çalışma kapsamında dikkate alınmış ve bazı bölgelerdeki tektonik yapıları detaylı olarak daha küçük ölçekte analiz edebilmek için birkaç küçük yeni bölge oluşturulmuştur. Sonuç olarak, 25°K-45°K enlemleri ve 38°D-43°D boylamları ile sınırlandırılmış alanda KAFZ'yi içine alan bölgede 15 yeni sismotektonik alt bölge oluşturulmuştur. KAFZ ve civarı için tektonik yapı üzerindeki 15 sismotektonik bölge ile 2010 yılı ve sonrasında oluşan güçlü depremlerin episantrları Şekil 3'de gösterilmiştir.

## İSTATİSTİKSEL ANALİZ YÖNTEMLERİNİN TANIMLANMASI

KAFZ ve civarını içeren deprem aktivitesinin bölgesel ve zaman bağlı değişimlerini karakterize edebilmek için, Gutenberg-Richter (G-R) ilişkisindeki sismotektonik  $b$ -değeri, fraktal boyut  $D_c$ -değeri, tamamlı-

lık magnitüdü  $M_c$ -değeri ve öncü sismik durgunluk  $Z$ -değeri gibi istatistiksel parametrelerle birlikte magnitüd dağılımlarının bölgesel ve zamansal değişimleri analiz edilmiştir. Ayrıca, deprem oluşumları için sismotektonik  $b$ -değeri ve fraktal boyut  $D_c$ -değeri arasındaki en güncel ve güvenilir istatistiksel ilişkiyi hesaplayabilmek için farklı regresyon yöntemleri test edilmiştir.

## Sismotektonik $b$ -değeri (G-R ilişkisi) ve Tamamlılık Magnitüdü ( $M_c$ -değeri)

Gutenberg ve Richter (1944), deprem oluşumlarının sayısı ile magnitüdü arasındaki ilişkiyi depremlerin boyut dağılımının bir güç yasası olarak tanımlamıştır. Bu ilişki,

$$\log_{10}N(M) = a - bM \quad (1)$$

denklemleri ile verilir. Burada  $N(M)$ , magnitüdü  $M$ 'den büyük veya eşit olan depremlerin kümülatif sayısı,  $b$ -değeri magnitüd-deprem sayısı dağılımının eğimi,  $a$ -değeri ise aktif depremsellik oranı ile orantılı bir

parametredir.  $a$ -değeri farklı bölgeler için farklı değerler gösterir ve bu değişimler çalışma alanının büyüklüğüne, gözlem periyoduna ve deprem sayısına bağlıdır.  $b$ -değerindeki değişimler bölgedeki deformatsyon ve gerilme koşulları, kırıklı ortamın heterojenite derecesi ve jeolojik karmaşıklık gibi birçok faktörden kaynaklanabilir. Ayrıca birçok faktör  $b$ -değerindeki değişimleri etkileyebilir: (a) büyük bir depremden önce  $b$ -değeri azalır, (b) büyük bir depremin hemen öncesinde  $b$ -değeri artar ve sonra keskin bir şekilde azalır, (c)  $b$ -değeri bir artçı şok dizisi süresince değişir ve (d)  $b$ -değeri görünür bir şekilde küçük veya büyük olaylarla ilişkili değildir ve büyük alanlar ile uzun zaman aralıklarında değişimler gösterir (Mogi, 1967; Wyss vd., 2001).  $b$ -değeri farklı bölgeler için kabaca 0.3-2.0 arasında değişir (Utsu, 1971) ve bir deprem dizisi içerisindeki küçük ve büyük olayların oranının bir ölçüsünü ifade eder. Bununla birlikte Frohlich ve Davis (1993), ortalama  $b$ -değerinin bölgesel ölçekte yaklaşık olarak 1'e eşit olduğunu ifade etmiştir.

Tamamlılık magnitüdü  $M_c$  (kesme magnitüdü veya süreklilik magnitüdü), verinin %90-95'inin bir güç yasası ile temsil edilebildiği magnitüd değeri olarak verilir ve özellikle depremselliğin magnitüd-deprem sayısı dağılımının araştırılması olmak üzere depremsellik çalışmalarındaki en önemli parametrelerden biridir. Çünkü depremsellik çalışmalarında yüksek kalitede ve doğru sonuçların hesaplanabilmesi için, maksimum veri sayısının kullanılması önemlidir.  $M_c$ -değerini tahmin edebilmek için magnitüde karşı G-R dağılımı ve  $M_c$ -değerindeki değişimi ortaya koyabilmek içinse hareketli bir zaman penceresi yaklaşımı kullanılır (Wiemer ve Wyss, 2000). Eğer tamamlılık magnitüdü bölge ve zamanın bir fonksiyonu olarak önemli ölçüde sistematik dalgalanmalar gösteriyorsa özellikle  $b$ -değeri başta olmak üzere depremsellik parametrelerinde yanlış değerlerin hesaplanmasına neden olabilir. Sonuçta, bu çalışmanın birçok bölümünde  $b$ -değerinin hesabında  $M_c$ -değeri kullanıldığı için kullanılan deprem kataloğunun bu tür bir analizi önemli bir süreçtir.

### Fraktal Boyut (İlişki Boyutu) $D_c$ -değeri

Deprem dağılımlarının fraktal olduğu düşünülür ve fraktal analiz genellikle kümelenme özellikleri ile sismotektonik parametrelerin boyut ölçeklendirme niteliklerini değerlendirebilmek için kullanılır. İki noktalı ilişki boyutu  $D_c$  kullanılarak, deprem oluşumlarının bölgesel ve zamansal modellerinin fraktal olduğu

ifade edilmiştir.  $D_c$  analizi, geometrik bir objenin kendi-benzerliğinin tanımlanabilmesi için önemli bir araçtır. Grassberger ve Procaccia (1983), ilişki boyutu  $D_c$  ile ilişki toplamı  $C(r)$ 'yi şu şekilde tanımlamıştır:

$$D_c = \lim_{r \rightarrow \infty} [\log C(r) / \log r] \quad (2)$$

$$C(r) = 2N_{R < r} / N(N - 1) \quad (3)$$

Burada  $C(r)$ ; ilişki fonksiyonu,  $r$ ; iki episantr arasındaki uzaklık ve  $N$ ; birbirilerinden bir  $R < r$  uzaklığı ile ayrılan olaylar çiftinin sayısıdır. Eğer episantr dağılımı fraktal bir yapıya sahipse, aşağıdaki eşitlik verilir:

$$C(r) \sim r^{D_c} \quad (4)$$

Burada  $D_c$ , fraktal bir boyut daha genel bir ifadeyle de ilişki boyutudur. İki episantr arasındaki uzaklık ise derece olarak ise şu şekilde hesaplanır:

$$r = \cos^{-1}(\cos \theta_i \cos \theta_j + \sin \theta_i \sin \theta_j \cos(\phi_i - \phi_j)) \quad (5)$$

Burada  $(\theta_i, \phi_i)$  ve  $(\theta_j, \phi_j)$ , sırasıyla  $i$ . ve  $j$ . depremlerin enlem ve boylamlarıdır (Hirata, 1989).  $\log r$  uzaklığına karşı  $\log C(r)$  değerleri çizilirse, fraktal boyut  $D_c$  pratik olarak grafiğin eğiminden hesaplanabilir. Ölçeklerin sonlu aralığının uç noktaları istenmeyen köşe etkileri üretebilir.  $r$  uzaklığı küçük olduğunda,  $C(r)$  kümelenme dışındaki noktaların eksikliğinden etkilenmez. Buna bağlı olarak ta  $C(r)$  hızlı bir şekilde artar ve  $D_c$  büyür. Dolayısıyla,  $D_c$ -değerini hesaplamak için küçük  $r$  değerlerini dikkate alan bir ölçek oranının kullanılması durumunda, güçlü kümelenme  $D_c$ -değerindeki bir artış ile ilişkili olacaktır. Eğer  $r$ , kümelenmenin çapına yaklaşırsa,  $C(r)$ 'nin  $r$  ile arttığı oran azalır ve  $D_c$  küçülür. Buna bağlı olarak,  $D_c$ -değerini hesaplamak için büyük  $r$  değerlerini dikkate alan bir ölçek oranının kullanılması durumunda, güçlü kümelenme  $r$ 'deki bir azalma ile ilişkili olacaktır. Dolayısıyla, seçilen  $r$ 'nin oranına bağlı olarak, yoğun bir noktalar kümesi hem yüksek hem de düşük  $D_c$ -değerleri ortaya koyabilir. Sonuçta  $D_c$ -değeri, veri setinin sonluluğuna hassas olmayan bir orandan tahmin edilmelidir.

Deprem dağılımları fraktal istatistiğe uydukları için fraktal boyut ile karakterize edilebilirler. Dolayısıyla depremlerin bölgesel ve zamana değişimlerinin doğası ilişki boyutu ile tanımlanabilir ve bu parametre olası kırılmayan bölgeleri ortaya koymak için hesaplanır çünkü kırılmayan bu bölgeler gelecekte kırılacak potansiyel sismik boşluklar olarak ifade edilir (Kagan, 2007). Başka bir deyişle fraktal özelliklerdeki değişimler, temelde fay sistemleri üzerindeki deprem aktivitesinin heterojenite derecesinin nicel bir ölçümüne veya karmaşıklığına bağlıdır. Daha düşük



$b$ -değeri ile ilişkili daha yüksek  $D_c$ -değeri, aktif fay sistemlerinin daha karmaşık olduğu bölgede baskın yapısal bir özelliktir ve buda artan deprem kümelenmelerinden kaynaklanabilir. Yani yüksek fraktal boyut, magnitüd dağılımındaki heterojeniteye hassastır. Sonuçta,  $D_c$ -değerindeki dalgalanmalar, daha küçük yüzey alanların fay düzlemleri üzerindeki gerilme değişimlerinin bir belirtisi olabilir (Öncel ve Wilson, 2002; Polat vd., 2008).

### Deprem Verisi İçin Kümesizleştirme İşlemi ve Standart Sapma Z-değeri

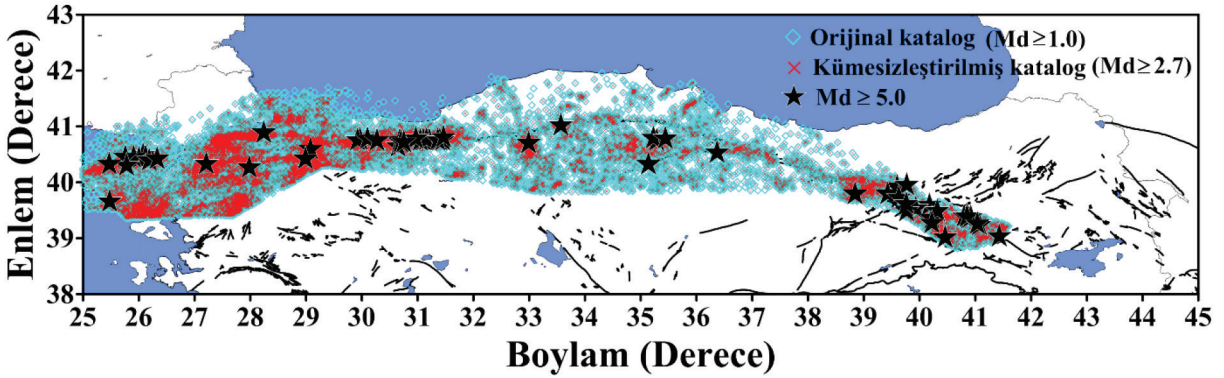
Depremsellik oran değişimlerinin nicel olarak analiz edilebilmesi için, bağımlı olayların deprem kataloglarından ayırt edilmesi gerekir çünkü artçı şok, öncü şok veya deprem yığılımı gibi olaylar genellikle deprem sayılarının zamansal değişimini ve bununla ilişkili istatistikleri etkiler. Kümesizleştirme (ayrıştırma) işlemi kullanılarak tüm bağımlı olaylar her bir kümeden uzaklaştırılabilir ve tek bir olaya atfedilebilir. Deprem verilerinin kümesizleştirilmesi işlemi Reasenber (1985) algoritması kullanılarak gerçekleştirilebilir ve bağımlı olaylarla bağımsız olaylardan ayırt edilebilir. Wiemer (2001) tarafından geliştirilen *ZMAP* yazılımı (versiyon 6, [http://www.seismo.ethz.ch/prod/software/zmap/index\\_EN](http://www.seismo.ethz.ch/prod/software/zmap/index_EN) adresinden temin edilebilir) kullanılarak Reasenber (1985) tarafından geliştirilen algoritma kullanılarak kümesizleştirme işlemi yapılabilir. Son yıllarda *ZMAP* yazılımı kullanılarak dünyanın ve Türkiye'nin farklı birçok bölgesi için sismik durgunluk analizleri yapılmaktadır (örneğin, Console vd., 2000; Wyss vd., 2004; Polat vd., 2008; Öztürk 2011; 2015; Öztürk ve Bayrak, 2012).

Kümesizleştirme işlemi bazı yapay kullanımlar sağlar yani ana şok episantrına kıyasla küçük veya büyük bölge veya zaman aralığında bağımlı olayların uzaklaştırılmasına olanak sağlayan bazı giriş parametrelerini içerir. Tüm bağımlı olayları içeren bir katalogdan ana şok oluşumlarının tekrarlama istatistiklerinin tahmin edilmesi doğru sonuçlar ortaya koyamayacağı için büyük ana şokların olasılığı için yanlış tahminler yapılabilir (Öztürk, 2009). Reasenber (1985) modeline ek olarak, Savage (1972) modeli, Gardner ve Knopoff (1974) modeli, Uhrhammer (1986) modeli gibi farklı kümesizleştirme modelleri de mevcuttur. Reasenber (1985) modeline göre bağımlı olayların ayrılması için gerekli giriş parametrelerinin dünyanın farklı bölgeleri için kullanılabileceği birçok araştırmacı tarafından yapılan analizlerde ortaya konmuştur (örneğin;

Console vd., 2000; Chouliaras ve Stavrakakis, 2001; Helmstetter vd., 2006; Öztürk, 2011; 2015). Bununla birlikte Katsumata ve Kashara (1999), Japonya (Kurile) depremi için yaptıkları çalışmada kümesizleştirme işlemi uygulanmış veriyi kullanmışlar fakat bu işlem sonucunda verinin yalnızca %3'nün ayrıldığını ve sonuçların fazla değişmediğini dolayısıyla da bu yöntemin oldukça sübjektif olduğunu belirtmişlerdir. Benzer şekilde Helmstetter vd., (2006), Reasenber (1985) algoritmasını kullanmışlar ve kümesizleştirme işlemi uygulanmış katalogda büyük ana şoklardan sonraki depremsellik oranında kalıcı değişimlerin olmadığını ifade etmişlerdir. Arabsz ve Hill (1996), Utah bölgesinde 1962-1995 yılları arasındaki aletsel deprem kataloğunu kullanarak varsayılan değerlerin Kaliforniya dışındaki farklı bölgesel deprem kataloglarına da uygulanabileceğini ifade etmişlerdir. Sonuç olarak, bu çalışma kapsamında da diğer birçok araştırmacı tarafından uygulandığı gibi kümesizleştirme işlemi için Reasenber (1985) modelindeki standart parametreler kullanılmıştır.

Depremsellik oran değişimleri, Reasenber (1985) modeli ile kümesizleştirme işlemi uygulanmış veri kullanılarak analiz edilmiştir. Deprem kataloğu 1970-2016 yılları arasında  $M_d \geq 1.0$  ve derinlik  $\leq 70$  km olan toplam 40108 depremi (orijinal katalog) içermektedir. Kümesizleştirme işlemi ile 6764 bağımlı olay katalogdan uzaklaştırılmış (verinin yaklaşık %16.86'si) ve geriye 33344 deprem kalmıştır. Daha sonra KAFZ ve civarı için ortalama  $M_c$ -değeri 2.7 alınarak  $M_d < 2.7$  olan 13574 deprem katalogdan çıkarılmıştır. Sonuçta, kümesizleştirme işleminin yapılması ve tamamlılık magnitüdünün kullanılması ile toplamda 20.338 (verinin yaklaşık % 50.7'si) deprem orijinal katalogdan çıkarılmış ve öncü sismik durgunluğu ifade eden Z-değeri analizi için 19770 (kümesizleştirilmiş katalog) deprem kullanılmıştır. Böylece, çalışmanın amacına uygun olarak daha homojen ve daha kullanılabilir deprem verisi elde edilmiştir.  $M_d \geq 1.0$  ve derinlik  $\leq 70$  km olan orijinal katalogdaki tüm 40108 deprem ile  $M_d \geq 2.7$  olan kümesizleştirilmiş katalogdaki depremlerin episantr dağılım haritası Şekil 2'de verilmiştir.

Deprem aktivite oranını tanımlamak ve analiz edebilmek için birçok yöntem kullanılır ve bu yöntemlerin çoğu sismik durgunluk olgusu üzerinde odaklanır. Standart normal sapma Z-testi, sismik durgunluk analizi için en sık kullanılan istatistiksel testlerden bir tanesidir. *ZMAP* yazılımı, sismik durgunluk sergileyen



Şekil 2. 1970-2016 yılları arasında KAFZ ve civarındaki  $M_d \geq 1.0$  ve derinlik  $\leq 70$  km olan tüm depremler (orijinal katalog, 40108 veri) ile birlikte kümesizleştirme işlemi uygulanmış ve  $M_d \geq 2.7$  olan depremlerin (19770 veri) episantr dağılımları.  $M_d \geq 5.0$  olan depremler yıldız sembolü ile gösterilmiştir.

Figure 2. Epicenter distributions of all earthquakes (original catalogue, 40108 events) with  $M_d \geq 1.0$  and depth  $\leq 70$  km between 1970 and 2016 in and around the NAFZ as well as the earthquakes with  $M_d \geq 2.7$  which is applied declustering process (19770 events). Earthquakes with  $M_d \geq 5.5$  are shown by stars.

alanların görüntülenmesi için sıklıkla kullanılmaktadır (Detaylar için Wiemer ve Wyss, 1994'e bakınız). Bu algoritma, standart sapma birimlerindeki güven seviyesinin istatistiksel olarak değerlendirilebilmesi için  $LTA(t)$  fonksiyonunu (Log Term Average) üreten standart sapma Z-testini kullanır:

$$Z(t) = \frac{R_{tüm} - R_{wl}}{\sqrt{\frac{\sigma_{tüm}^2}{n_{tüm}} + \frac{\sigma_{wl}^2}{n_{wl}}}} \quad (6)$$

Burada  $R_{tüm}$ ; ön zaman penceresindeki ortalama depremsellik oranı,  $R_{wl}$ ; tüm arka plan periyodundaki depremlerin ortalama sayısı,  $\sigma_{tüm}$  ve  $\sigma_{wl}$ ; bu zaman dilimlerindeki standart sapmalar,  $n_{tüm}$  ve  $n_{wl}$ ; örnekleme sayılarıdır. Zamanın fonksiyonu olarak hesaplanan Z-değeri,  $LTA(t)$  fonksiyonu olarak adlandırılır.

### İstatistiksel Regresyon Yöntemlerinin Genel Özelliklerine Bir Bakış

Daha öncede ifade edildiği gibi, bu çalışmanın temel amaçlarından bir tanesi KAFZ ve civarındaki depremler için sismotektonik parametreler  $b$ -değeri ile  $D_c$ -değeri arasında güncel ve güvenilir bir istatistiksel ilişki hesaplayabilmektir. İki parametre arasındaki en iyi istatistiksel uyumu belirleyebilmek için: (a)  $L_2$  Norm veya En Küçük Kareler Yöntemi (Cadzow, 2002), (b)  $L_1$  Norm veya En Küçük Toplamı Mutlak Sapma (Giloni ve Padberg, 2002), (c) Toplam En Küçük Kareler veya Ortogonal Regresyon (Carrol ve Ruppert, 1996) ve (d) Robust Regresyon (Huber,

1964) olmak üzere dört farklı yöntem test edilmiştir. Bir veri grubu için en uygun dağılımın seçiminde genel bir yöntem yoktur fakat alternatif dağılımlar test edilerek uygun model belirlenebilir. Bununla birlikte, mühendislik uygulamalarında en uygun dağılımın seçimi için uyum kalitesinin belirlenmesi yoluna gidilir. Bu uygulamalar içerisinde, ilişki katsayısı ( $R^2$  veya bazen  $r$  kullanılır) güçlü ve kabul edilebilir bir değerlendirme olarak kabul edilir ve model uyum değerlendirmesinde önemli bir rol oynar. (Greene, 1997). İlişki katsayısı, istatistiksel olarak standart sapma ve ortalamasından bağımsızdır ve olasılık dağılımının doğrusallığını ortaya koyar. Sonuçta, ilişki katsayısı 1'e yaklaştıkça (pozitif veya negatif) veriyi çok daha iyi temsil ettiği kabul edilir (Heo vd., 2008).

*Ek Küçük Kareler Regresyonu* (veya  $L_2$  Norm), en iyi bilinen, yaklaşık 200 yılı aşkın bir süredir en yaygın şekilde kullanılan eğri uydurma tekniklerinin başında gelir.  $L_2$  Norm, en küçük kareler optimizasyonunun en temel şeklidir ve birçok farklı bilimsel alan yanında matematik ve istatistiksel veri analizinde çok sayıda uygulamaları mevcuttur. Yöntemin hata teriminin normal dağılım gösterdiği varsayılır. Sonuçta bu yöntem, belirli sayıda dış değerlere sahip büyük örnekleri içeren çok büyük veri setlerinin çalışılmasını gerektiren durumlarda kısmen faydalı bir değerlendirme yöntemi olarak önerilir (Cadzow, 2002; Durio ve Isaia, 2003).

$L_2$  Norm kullanılarak yapılan eğri uydurma tahminleri verideki anormal gözlemlere karşı oldukça hassastır

ve buna alternatif olarak güçlü regresyon modelleri üretilmiştir. İlk geliştirilen normlardan bir tanesi *En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma* (veya  $L_1$  Norm) regresyonudur. Burada regresyon katsayısı, rezidüellerin tüm değerlerinin toplamının minimum yapılması ile tahmin edilir.  $L_1$  regresyonu, birçok araştırmacı tarafından 1960'lı yıllardan sonra yeni bir çözüm yöntemi olarak önerilmiştir (Blattberg ve Sargent, 1971; Huber, 1987).  $L_1$  Norm regresyonu tek bir gözlemden bile güçlü bir şekilde etkilenir ve asimptotik teori  $L_2$  regresyonu kadar iyi gelişmemiştir. Ayrıca,  $L_1$  regresyon tahmini, anormal tahminli gözlemler için her zaman güçlü bir analiz yöntemi değildir ve düşük bir analiz noktasına sahiptir (Cadzow, 2002; Giloni ve Padberg, 2002).

Basit doğrusal eğri uydurma tekniklerindeki ölçüm hataları için yaygın olarak kullanılan yöntemlerden bir tanesi de *Ortogonal Regresyon* (veya *Toplam En Küçük Kareler*) modelidir. Sıradan doğrusal eğri uydurma yöntemlerinde amaç, uyumlu eğri üzerindeki ilişkili  $y$  değerleri ile veri değerleri arasındaki düşey uzaklıkların karelerinin toplamının minimum yapılmasıdır. Ortogonal eğri uydurma yönteminde ise amaç, ölçüm noktalarından uyumlu eğriye olan dik uzaklıkların minimum yapılmasıdır. Dolayısıyla, hipotez geçerli ise, Ortogonal regresyon oldukça iyi bir değerlendirme yöntemidir. Bununla birlikte bu yöntem hesaplamalardaki denklem hatalarını dikkate almaz. Sonuçta, Ortogonal regresyon tahmini eski bir yöntemdir ve birçok çalışmada kullanılmıştır (Carrol ve Ruppert, 1996; Leng vd. 2007; Öztürk, 2014; 2015).

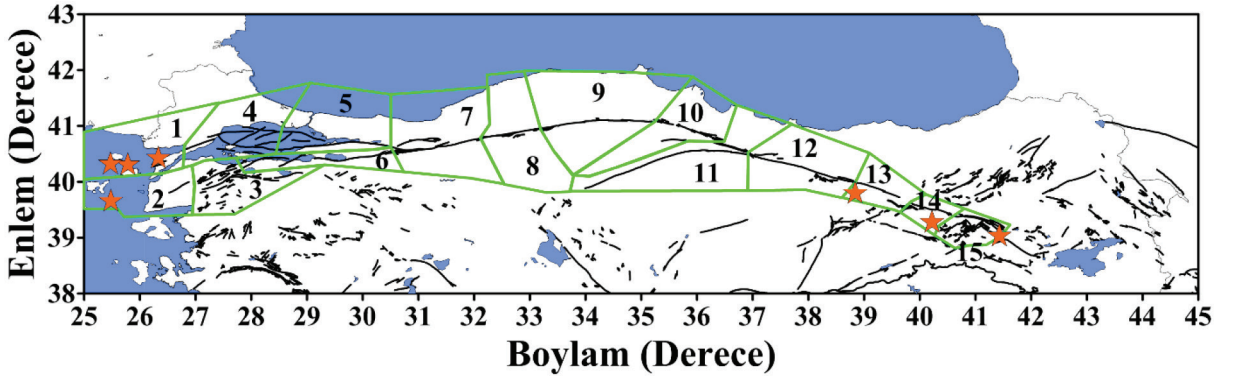
Genel olarak en küçük kareler uyumundaki en ciddi problem dış değerlerin çok güçlü olmamasından ortaya çıkar. Uyumsuz veri sadece bir tane bile olsa bu değer çözüm üzerinde güçlü bir etkiye sebep olacaktır çünkü dış değerler regresyon parametreleri üzerinde oldukça etkilidir. En basit çözüm, uyumsuz ölçüm noktasını hesap dışı bırakmak ve kalan veriyi kullanarak en küçük kareler uyumunu yeniden hesaplamaktır. Alternatif bir yaklaşım ise *Robust Regresyon* olarak isimlendirilen ve anormal veri için en küçük kareler kadar kullanışlı olmayan bir uyum kistasını kullanmaktır. Robust regresyon için en yaygın genel yöntem Huber (1964) tarafından tanımlanan  $M$ -tahminidir. Doğrusal olmayan bir modelin parametrelerin tahmini için klasik en küçük kareler (veya maksimum olasılık) yöntemi birçok durumda yaygın olarak kullanılır. Bununla birlikte, bu klasik yöntemlerin dış değerlere ve belli başlı dağılımlardan olan diğer uzaklıklara çok hassas olduğu bilinir. Ro-

bust regresyon yöntemi bu uç değerlerden çok az etkilenir. Bununla birlikte, Robust regresyon tahminlerinin davranış değerlendirmesinde küçük örnekli asimptot teknikleri çok faydalıdır (Giloni vd., 2006).

## BULGULAR ve TARTIŞMA

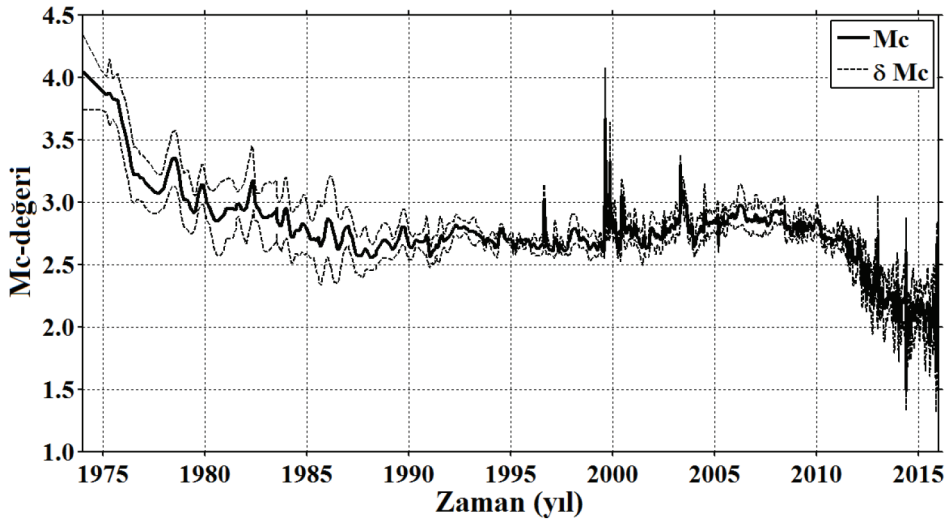
Bu çalışmanın temel amacı, KAFZ ve civarı için *magnitüd-frekans ilişkisindeki  $b$ -değeri*, *tamamlılık magnitüdü  $Mc$ -değeri*, *fraktal ilişki boyutu  $Dc$ -değeri* ve öncü sismik durgunluk  $Z$ -değeri gibi farklı sismotektonik parametreler arasındaki ilişkileri belirleyebilmek ve bu parametreleri kullanarak KAFZ ve civarı için gelecek deprem potansiyeli ortaya koyabilmektir. Bunu gerçekleştirebilmek için, 1970-2016 yılları arasında meydana gelen depremlerin bölgesel, zamansal ve magnitüd dağılımları analiz edilmiştir. Depremsellik ile depremlerin fraktal özellikleri arasındaki ilişkinin, depremsellik örüntüsü ile karmaşık özelliklerini karakterize ettiği iyi bilinir. Dolayısıyla, KAFZ ve civarı için sismotektonik  $b$ -değeri ile ilişki boyutu  $Dc$ -değeri arasında güvenilir bir istatistiksel ilişki hesaplanmaya çalışılmıştır.  $b$  ve  $Dc$ -değerleri arasında detaylı bir istatistiksel analiz yapabilmek için çalışma bölgesi 15 farklı sismoteknik alt bölgeye ayrılmış ve 15 bölge için  $b$  ve  $Dc$ -değerlerinin hesabı  $ZMAP$  programı ile yapılmıştır.  $b$ -değerlerinin hesaplanmasında birçok farklı yöntem vardır fakat bu çalışmada maksimum olasılık tahmini kullanılmıştır çünkü en küçük kareler uyumundan daha güçlü ve güvenilir bir tahmin ortaya koyar (Aki, 1965). Buna karşılık tüm alt bölgelerdeki  $Dc$ -değerleri doğrusal regresyon kullanılarak %95 güven aralığında hesaplanmıştır.

Magnitüd tamamlılık analizi depremsellik çalışmaları için en önemli istatistiksel parametrelerden biridir. Bölgesel ve zamansal olarak değişimler gösterir ve özellikle zamana bağlı değişimler  $b$ -değeri tahminlerinde farklılıklara neden olur. Depremsellik analizlerinde yüksek güvenilirlikli sonuçların elde edilebilmesi için maksimum deprem sayısının kullanılması oldukça önemlidir. Bu çalışmada  $Mc$ -değerinin zamanla değişimi hareketli pencere tekniği kullanılarak maksimum olasılık yöntemi (Woessner ve Wiemer, 2005) ile hesaplanmıştır. KAFZ ve civarı için ortalama  $Mc$ -değerinin zamanla değişimini ortaya koyabilmek için 40.108 depremi içeren orijinal katalog kullanılmış ve pencere başına 100 olay alınarak standart sapması ile birlikte Şekil 4'de verilmiştir.  $Mc$ -değeri 1985'e kadar oldukça büyüktür ve 3.0-4.0 arasında bir değişim gösterir. Bu dönemde kayıt ağının çok yaygın



Şekil 3. KAFZ boyunca tektonik yapı ile birlikte 15 sismotektonik alt bölge. 2010 yılından sonraki büyük depremler yıldız sembolü ile verilmiştir.

Figure 3. 15 seismotectonic subregions with the tectonic structure along the NAFZ. The large earthquakes after 2010 are given by stars.



Şekil 4. KAFZ ve civarı için zamanın bir fonksiyonu olarak tamamlılık analizi.  $M_c$ -değeri pencere başına 100 deprem kullanılarak hesaplanmış ve standart sapma ( $\delta M_c$ ) kesikli çizgilerle gösterilmiştir.

Figure 4. Completeness analysis as a function of time in and around the NAFZ.  $M_c$ -value is estimated for overlapping samples, each containing 100 earthquakes and standard deviation,  $\delta M_c$ , is shown by dashed lines.

olmaması ve küçük depremlerin, büyük depremlerin kodaları içerisine düşmesinden dolayı deprem kataloğunun bu dönemlerinde yüksek  $M_c$ -değeri gözlenmiştir. Bununla birlikte, 1985-2010 yılları arasında ise yaklaşık 2.5 ile 3.0 arasında değişir. 1999 yılında ise, İzmit ve Düzce deprem dizilerine bağlı olarak  $M_c=3.5$  civarında artışlar görülür. Wiemer ve Katsumata (1999)'ta ifade edildiği gibi, bazı yüksek  $M_c$ -değerleri

artçı şok dizilerinin ilk kısımlarında yüksek olabilir çünkü küçük depremler kayıt edilemeyebilir. 2010 yılından sonra  $M_c$ -değerinde önemli bir düşüş gözlenir ve ortalama 2.0-2.5 arasında değişim gösterir. Son yıllarda artan istasyon sayısı ile büyük depremler yanında 3.0'dan küçük depremlerin de kayıt edilmesiy-le birlikte tamamlılık değeri düşüş göstermiştir. Şekil 5, çalışma bölgesi için 1970-2016 yılları arasındaki

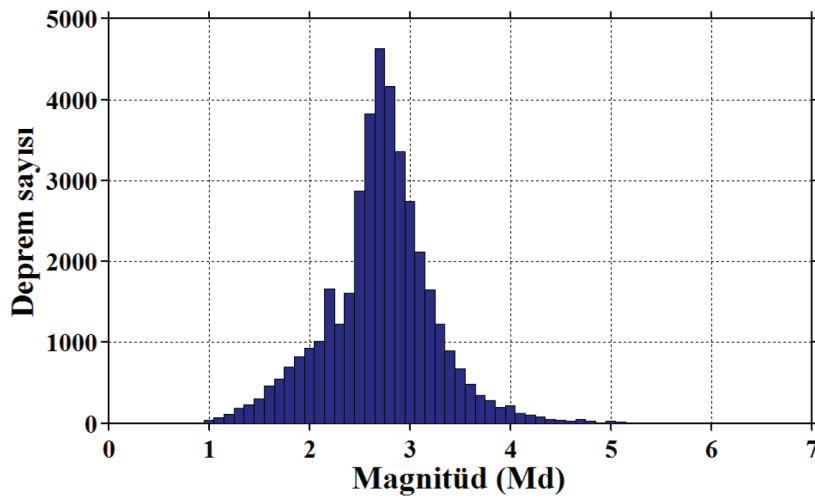
depremlerin magnitüd histogramını (orijinal katalog) vermektedir. Şekil 5'den görüldüğü gibi, depremlerin magnitüdüleri küçükten büyük değerlere doğru sayılandaki üstel bir azalış ile 1.0 ile 6.7 arasında değişim gösterir. Magnitüdü 3.0-4.0 arasında değişen 10203 deprem, 4.0-5.0 arasında değişen 657 deprem ve  $M_d \geq 5.0$  olan 61 deprem vardır. Depremlerin magnitüdüleri çoğunlukla 2.5-3.5 arasında değişim göstermekle birlikte  $M_d = 2.7$  değerinde bir maksimum görülür. Bu çalışmada, depremlerin magnitüd-deprem sayısı ve sismik durgunluk analizi yapılacağı için  $M_c$  analizleri oldukça önemlidir. Sonuç olarak, KAFZ ve civarı için  $M_c$ -değerinin ortalama 2.6-2.9 arasında değiştiği söylenebilir ve bu değer Huang vd., (2002) ve Öztürk (2011) tarafından önerilen değerlerle uyumludur.

Orijinal katalog ( $M_d \geq 1.0$ , derinlik  $\leq 70$  km ve 40108 deprem) ile kümesizleştirme işlemi uygulanmış ( $M_d \geq 2.7$  ve derinlik  $\leq 70$  km ve 19770 deprem) katalogu için kümülatif deprem sayısının zamanla değişimi Şekil 6'da gösterilmiştir. Şekil 6'da görüldüğü gibi, 1970-1975 yılları arasındaki sismik aktivitede önemli değişimler gözlenmezken 1975-2000 yılları arasında deprem aktivitesinde artışlar gözlenmeye başlamıştır. Buna karşın, 2000 yılından sonra deprem sayısında önemli artışlar söz konusudur çünkü KAFZ ve civarını içine alan bölgede özellikle 1999 İzmit ve Düzce depremlerinden sonra çok sayıda istasyon kurulmuştur. Ayrıca, 1970-2016 yılları arasında verilen zaman histogramı da (orijinal katalog), 2000 yılında kaydedilmiş depremlerin sayısında bir artışı göstermektedir (Şekil 7). Bununla birlikte 2015 yılı başlarında, deprem sayısında maksimum artış gözlenmiştir. Şekil 6'da görüleceği üzere, kümesizleştirme işlemi uygulanmış katalog, orijinal deprem kataloğuna göre daha düz bir eğime sahiptir. Dolayısıyla, Reasenberg (1985) kümesizleştirme algoritmasının bağımlı olayları orijinal katalogdan başarılı bir şekilde çıkardığı görülür. Sonuçta, kümesizleştirme işlemi, çalışmanın amacına yönelik olarak daha kullanılabilir ve tek düze bir deprem katalogu ortaya koyar.

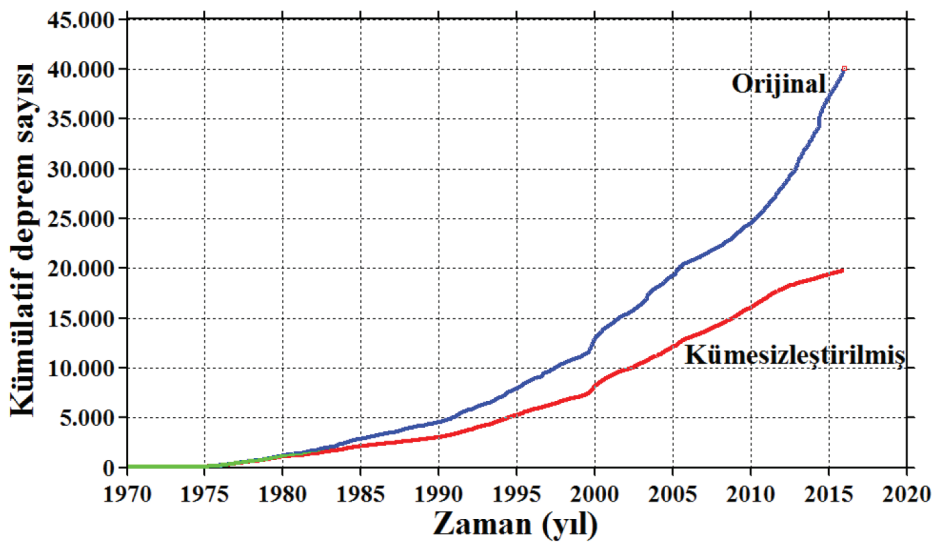
Şekil 8, 1970-2000 ve 2000-2016 yılları arasındaki iki farklı periyot için magnitüd kayması analizinin sonuçlarını göstermektedir. Bu tarihlerin seçilmesinin nedeni, KRDAE'nin 1999 İzmit ve Düzce depremlerinden sonra internet üzerinden (on-line) ve çevirmeli (dial-up) deprem kayıt istasyonları sayısını her geçen gün artırmış olmasıdır. Özellikle 2000 yılından sonra, magnitüdü 3.0'dan büyük ve son yıllarda ise daha küçük depremleri gerçek zamanlı olarak vermektedir.

Dolayısıyla, son yıllarda istasyon ağının büyümesi ve çözümlerde kullanılan yazılımlardaki değişimin ortaya konabilmesi amacıyla 2000 yılından önceki ve sonraki dönemler için magnitüd kayması belirlenmeye çalışılmıştır. Bu analiz için orijinal katalogdaki  $M_d \geq 1.0$  olan ve tüm depremleri içeren orijinal katalog kullanılmıştır. Magnitüd kayması analizi verinin uyumunu ortaya koyabilmek için önemlidir. Farklı periyotlar için iki farklı magnitüd ve  $b$ -değeri tahmini yapılmıştır. G-R ilişkisi için, 1970-2000 yılları arasındaki zaman periyodunda  $M_c = 2.7$  kullanılarak  $\log N = 5.318 - 1.036 * M_d$  ve 2000-2016 yılları arasındaki zaman periyodu için de  $M_c = 2.3$  kullanılarak  $\log N = 5.709 - 1.097 * M_d$  ilişkileri elde edilmiştir. Her iki periyot için  $b$ -değerleri birbirine oldukça yakındır fakat 2000 yılından önceki tamamlılık magnitüdü son yıllardaki tamamlılık magnitüdünden daha büyüktür.  $M_c$ -değerindeki değişimler Şekil 4'de detaylı olarak verilen tamamlılık magnitüdü analizi sonuçlarıyla da oldukça uyumludur. Ayrıca, verilen iki zaman periyodu arasındaki oran değişimlerini önemini tespit edebilmek için magnitüdün bir fonksiyonu olarak standart sapma  $Z$ -değeri grafiklenmiştir. Şekil 8, tüm magnitüd bantlarında pozitif ve negatif standart sapma  $Z$ -değerleri göstermektedir ve buda magnitüd ölçeğinde bir kaymaya işaret eder. Bununla birlikte, 1970-2000 (Mo) ile 2000-2016 (Mx) periyotları arasındaki magnitüd kayması miktarı,  $M_x = 0.94 * M_o + 0.35$  olarak elde edilmiştir. Burada genişleme faktörü 0.94 ve kayma 0.35 olarak hesaplanmıştır. Sonuç olarak magnitüd kayması analizi ve G-R ilişkileri, katalog içerisinde sismik durgunluk çalışmalarını önemli ölçüde etkileyecek bir değişimin olmadığını ortaya koyar ve buda  $Z$ -değerinde gözlenen anomalilerin katalogdaki değişimlerden ziyade öncü sismik durgunluk olduğu görüşünü destekler.

KAFZ ve civarındaki tüm sismotektonik alt bölgeler, deprem sayıları (orijinal katalog), her bir alt bölge için  $b$ -değeri hesabında kullanılan maksimum magnitüd değerleri ve tamamlılık magnitüdüleri ile birlikte hesaplanan  $b$  ve  $D_c$ -değerleri Çizelge 1'de verilmiştir. Ayrıca,  $b$  ve  $D_c$ -değerlerinin boyut tahminleri ile ilişkili olarak her bir alt bölge için büyüklük adımlarını gösteren ilişkili grafikler Şekil 9'da verilmiştir. Şekil 9a ve Çizelge 1'den görüldüğü gibi,  $b$ -değeri 0.92 ile 1.48 arasında değişim göstermektedir.  $b = 1.0$ 'dan küçük değerler Düzce fayı ve Karadeniz kıyısı, Pülümür fayı ve Erzincan civarını, Pülümür-Karlıova arasını, Sancak-Uzunpınar ve Göynük fay zonlarını içeren 7., 13., 14. ve 15. bölgelerde hesaplanmıştır. Bu bölgeler



Şekil 5. KAFZ ve civarı için 1970-2016 yılları arasındaki magnitüd histogramı.  
Figure 5. Magnitude histogram in and around the NAFZ between 1970-2016.

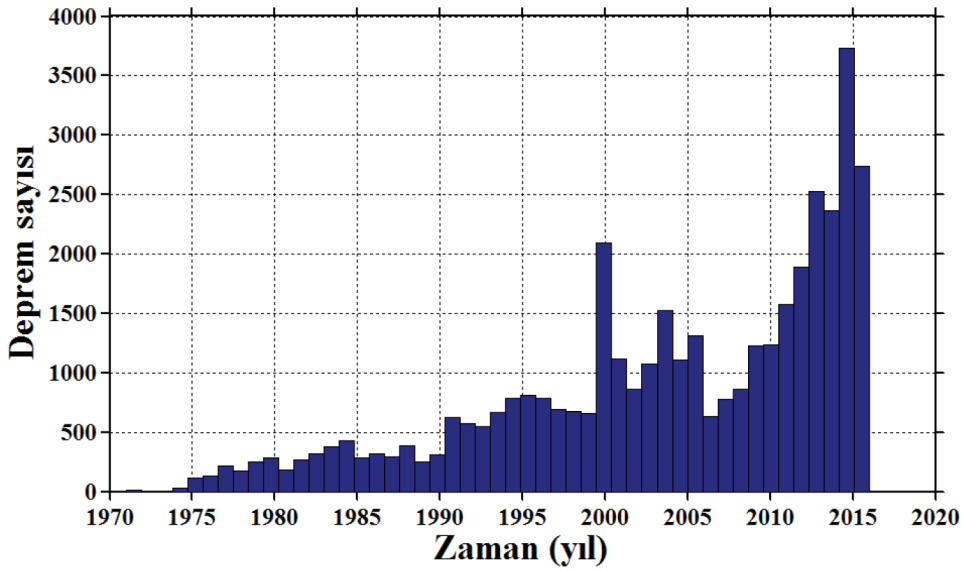


Şekil 6. Orijinal ve kümesizleştirilmiş kataloglar için 1970-2016 yılları arasındaki depremlerin kümülatif sayılarındaki değişimler.

Figure 6. Variations in cumulative numbers of earthquakes between 1970 and 2016 for original and declustered catalogues.

dışında  $b$ -değeri genel olarak 1.0'dan büyüktür.  $b=1.0-1.2$  arasındaki orta değerler Saros Körfezi, Enez-Eceabat-Gelibolu, Ilgaz-Tosya, Laçın ve Merzifon fay zonları, Yağmurlu-Ezinepazarı fay zonu, Almus fay zonu ve Niksar-Reşadiye arasında (1., 9., 10., 11. ve 12. bölgeler) gözlenmiştir. Buna karşın  $b>1.2$  olan yüksek değerler ise Etili fayı, Çanakale ve Edremit, Yenice-Gönen ve Sarköy fayları, Manyas fayı, Marmara denizi ile doğu ve batı kısmı ve Saros-Gaziköy fayı, Tekirdağ-Silivri, Karadeniz kısmı, Yalova-İz-

mit civarı, Gebze-İzmit-Gemlik-Mudanya arası ve İsmetpaşa segmentini içeren 2., 3., 4., 5., 6. ve 8. bölgelerde hesaplanmıştır. Daha öncede ifade edildiği gibi, *büyük*  $b$ -değerlerine sahip bölgeler daha yüksek oranda *küçük* magnitüdü depremlere sahipken, *küçük*  $b$ -değerlerine sahip bölgeler büyük magnitüdü depremlerin daha sık meydana geldiği alanları temsil eder. Çalışma alanı içerisindeki bazı bölgeler nispeten yüksek  $b$ -değerlerine sahiptir. Bu durum Polat vd., (2008)'te ifade edildiği gibi, çok sayıdaki küçük

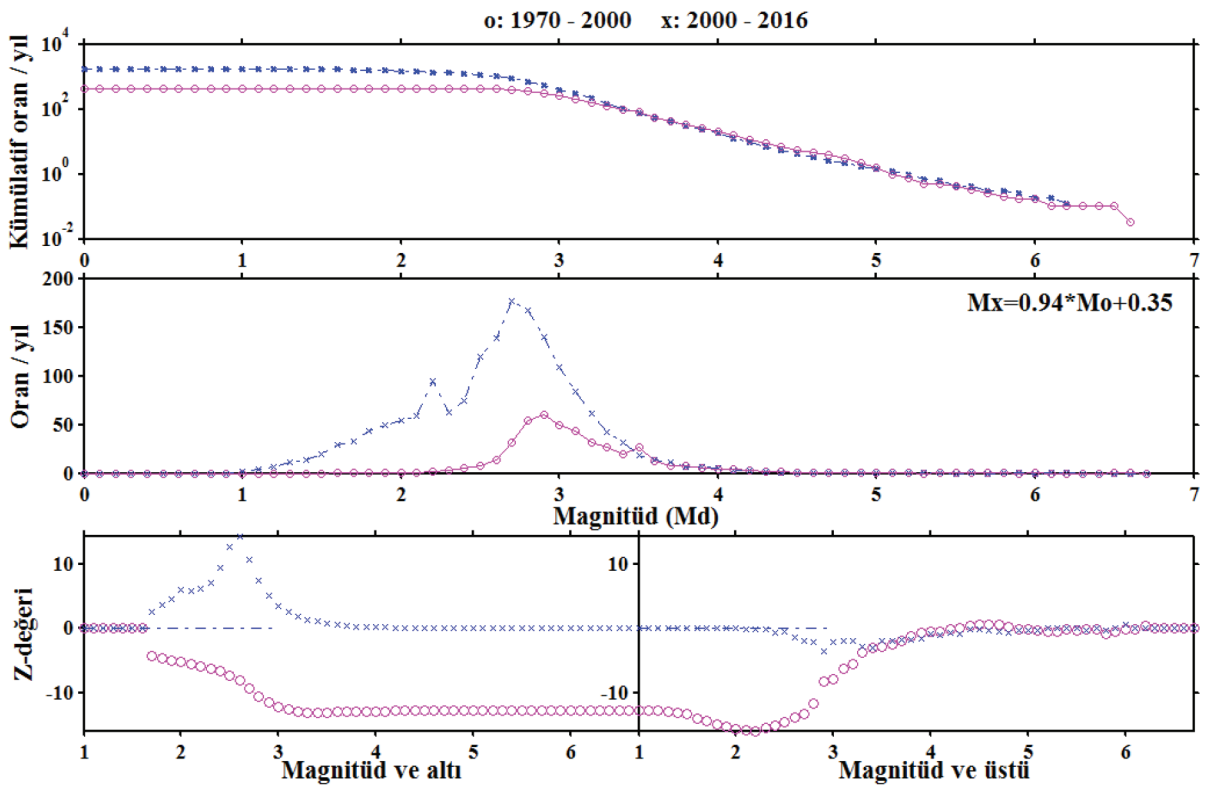


Şekil 7. KAFZ ve civarı için 1970-2016 yılları arasındaki zaman histogramı.  
Figure 7. Time histogram in and around the NAFZ between 1970-2016.

depremlerin etkisi ile gerilmenin daha kolay azaldığı şeklinde yorumlanabilir ve buda daha yüksek heterojenite ve düşük gerilme dağılımı ile açıklanabilir. Düşük  $b$ -değerinin yüksek gerilme dağılımıyla ilişkili olduğu iyi bilinir (Scholz, 1968). Bayrak ve Öztürk (2004), düşük  $b$ -değerinin kırıklı ortamlardaki düşük heterojenite, büyük gerilme ve yamulma, büyük deformasyon hızı ve büyük faylarla ilişkili olduğunu ifade etmiştir. Buna bağlı olarak, 7., 13., 14. ve 15. bölgelerde hesaplanan küçük  $b$ -değerleri, aktif tektonikten kaynaklanan büyük yamulma ve düşük heterojenite derecesi ile sayı olarak az fakat magnitüd olarak büyük olaylar ile açığa çıkan ve zamanla artan gerilmenin bir işaretçisi olabilir (Öncel ve Wilson, 2002). Dolayısıyla, G-R yöntemi kullanılarak maksimum olasılık yaklaşımı ile hesaplanan  $b$ -değerleri tektonik ve sismik aktivite ile iyi bir ilişki ortaya koyar. Sonuç olarak, düşük  $b$ -değerlerinin gözlemlendiği Düzce fayı ve Karadeniz kıyısı, Pülümür fayı ve Erzincan civarı, Pülümür-Karlıova arası, Sancak-Uzunpınar ve Göynük Fay zonlarını içeren bölgelerin gelecek deprem potansiyeli açısından önemli olduğu söylenebilir.

Çizelge 1 ve Şekil 9b'de görüldüğü gibi, KAFZ ve civarındaki 15 sismotektonik alt bölge için (orijinal katalog)  $D_c$ -değerleri 1.52-1.93 arasında değişmektedir. 15 farklı sismotektonik bölge için ortalama  $D_c$ -değeri 1.76 olarak elde edilir ve bu değer dikkate alındığında genel hatlarıyla üç farklı grupta değerlendirme yapılabilir.  $D_c=1.75$ 'ten küçük değerler Etili fayı, Çanakkale ve Edremit, Yenice-Gönen ve

Sarıköy fayları, Manyas fayı, Marmara denizi ve batı kısmı, Saros-Gaziköy fayı, Tekirdağ-Silivri, Marmara Denizi ve doğu kısmı, Karadeniz kısmı, Yalova-İzmit civarı, Gebze-İznik-Gemlik-Mudanya ve İsmetpaşa segmentini içine alan 2., 3., 4., 5., 6. ve 8. bölgelerde gözlenmiştir. 1.75-1.85 arasında değişen değerler Ilgaz-Tosya, Laçın ve Merzifon Fay Zonları, Yağmurlu-Ezinepazarı fay zonu, Almus fay zonu ve Niksar-Reşadiye arasını içeren 9., 10., 11. ve 12. bölgelerde hesaplanmıştır. Buna karşın 1., 7., 13., 14. ve 15. alt bölgelerde  $D_c$ -değeri 1.85'ten büyüktür. Bu bölgeler Saros Körfezi, Enez-Eceabat-Gelibolu, Düzce fayı ve Karadeniz kıyısı, Pülümür fayı ve Erzincan civarı, Pülümür-Karlıova arası, Sancak-Uzunpınar ve Göynük fay zonlarını içermektedir. Çizelge 1'den görüldüğü gibi KAFZ ve civarı için  $D_c$ -değeri birkaç bölge hariç genellikle 1.75'ten büyüktür. Fay örüntülerinde heterojenite derecesi yüksek olan bölgelerin düşük  $b$ -değeri ve yüksek  $D_c$ -değeri sergilediği iyi bilinir, dolayısıyla gerilme boşalımını küçük yüzey ölçekli fay düzlemleri üzerinde meydana gelir (Öncel ve Wilson, 2002). Ayrıca Barton vd. (1999), depremlerin kümelenme gösterdikleri faylar ile ayrılarak kopmaların ve küçük asperitelerin neden olduğu faylar yüksek  $b$ -değeri ve düşük  $D_c$ -değeri ile ilişkili olduğunu ifade etmiştir. Dolayısıyla, yüksek geçirgenlik ve bir gözenek sıvısı kaynağı bu faylar üzerindeki etkili gerilmeye bir azalima neden olur. Yüksek fraktal boyut değerleri, magnitüd dağılımındaki heterojeniteye oldukça hassastır. Buda KAFZ ve civarında oldukça



Şekil 8. İki farklı zaman periyodu için magnitüdün bir fonksiyonu olarak oranların karşılaştırılması. Magnitüd ayrımı yapılmaksızın tüm depremler kullanılmıştır. Üç panel; magnitüdün bir fonksiyonu olarak frekans-magnitüd eğrileriyle, iki periyot için magnitüd kaymasının bir fonksiyonu olarak normalize edilmiş değerlerle ve sonraki periyoza kıyasla önceki periyot için kümülatif olmayan histogramlarla ilişkilidir. Magnitüd ve altı,  $M_d$ 'den daha küçük magnitüde sahip tüm depremleri, magnitüd ve üstü ise,  $M_d$ 'den daha büyük magnitüde sahip tüm depremleri ifade eder. Kırmızı ve mavi çizgiler sırasıyla 1970-2000 ve 2000-2016 yılları arasında göstermektedir. 1970-2000 ( $M_o$ ) ve 2000-2016 ( $M_x$ ) periyotları arasında önerilen magnitüd kayması, genişleme faktörü 0.94 ve kayma 0.35 hesaplanarak  $M_x=0.94*M_o+0.35$  denklemiyle verilmiştir.

Figure 8. Comparison of rates as a function of magnitude for two different time periods. All earthquakes regardless of magnitude are used. The three panels correspond to the frequency-magnitude curves, normalized, non-cumulative histograms as a function of magnitude, and the magnitude signatures for the two periods, and for the foreground as compared to the background, respectively. Magnitude and below mean all earthquakes with the magnitude smaller than  $M_d$ , magnitude and above mean all earthquakes with the magnitude larger than  $M_d$ . Red and blue lines indicate the period of 1970-2000 and the period of 2000-2016, respectively. Magnitude shift proposed for the periods between 1970-2000 ( $M_o$ ) and 2000-2016 ( $M_x$ ) is given as  $M_x=0.94*M_o+0.35$  with a calculation of a stretch factor of 0.94 and a shift of 0.35.

yüksek  $D_c$ -değerlerinin gözlemlendiği bölgelerdeki deprem aktivitesinin, daha büyük ölçeklerde (veya daha küçük alanlarda) daha fazla kümelenmesini ortaya koyar. Bununla birlikte,  $b<1.0$  ve  $D_c>1.85$  olan dört bölge, Düzce fayı (bölge 7), Pülümür fayı ve Erzincan civarı (bölge 13), Pülümür-Karlıova arası (bölge 14) ve Sancak-Uzunpınar fay zonu ile Göynük fay zonedir (bölge 15). Yüksek  $D_c$ -değerleri ( $>1.85$ ) ve düşük  $b$ -değerleri ( $<1.0$ ) bu bölgelerdeki baskın yapısal özellikler olabilir ve kümelenmeden dolayı artmış olabilir çünkü depremlerin tek düze dağılım-

ları deprem kümelenmelerindeki bir artışla azalır. Bu durum ayrıca, nispeten artan gerilme yoğunluğunun ve bu bölgedeki daha güçlü deprem kümelenmesinin bir işareti olabilir.

Daha öncede ifade edildiği gibi bu çalışmanın temel amaçlarından bir tanesi, KAFZ ve civarı için iki sismotektonik parametre  $b$  ve  $D_c$ -değerleri arasında güncel ve güvenilir bir istatistiksel ilişki hesaplayabilmektir. Bu amaçla, dört farklı regresyon yöntemi test edilmiş ve tüm yöntemler için  $b$ - $D_c$  arasında elde edilen ilişkiler Şekil 10a'da verilmiştir. Tüm regresyon



Çizelge 1. KAFZ ve civarındaki farklı sismotektonik alt bölgeler için tektonik yapılar, deprem sayıları, maksimum ( $M_{dmak}$ ) magnitüdüler,  $Mc$ -değerleri,  $b$ -değerleri ve  $Dc$ -değerleri,

Table 1. Tectonic structures, earthquake numbers, maximum ( $M_{dmak}$ ) magnitudes,  $Mc$ -values,  $b$ -values and  $Dc$ -values for different seismotectonic subregions in and around the NAFZ,

Bölge	Tektonik Yapılar	Deprem Sayıları	$M_{dmak}$	$Mc$ -değeri	$b$ -değeri	$Dc$ -değeri
1	Saros Körfezi, Enez-Eceabat-Gelibolu	4137	6.1	2.9	1.09±0.08	1.87±0.06
2	Etili Fayı, Çanakkale ve Edremit	3267	5.0	2.9	1.48±0.10	1.58±0.02
3	Yenice-Gönen ve Sarıköy Fayları, Manyas Fayı	4273	5.0	2.7	1.46±0.04	1.66±0.04
4	Marmara Denizi ve batı kısmı, Saros-Gaziköy Fayı, Tekirdağ-Silivri	5601	5.1	2.7	1.42±0.03	1.71±0.05
5	Marmara Denizi ve doğu kısmı, Karadeniz kısmı, Yalova-İzmit civarı	6378	5.4	2.6	1.22±0.02	1.72±0.05
6	Gebze-İznik-Gemlik-Mudanya	3212	4.9	2.6	1.35±0.05	1.68±0.05
7	Düzce Fayı ve Karadeniz kıyısı	2759	5.3	2.8	0.92±0.07	1.93±0.06
8	İsmetpaşa Segmenti	1532	4.7	2.9	1.49±0.10	1.52±0.05
9	Ilgaz-Tosya	919	5.2	2.9	1.19±0.06	1.78±0.01
10	Laçın ve Merzifon Fay Zonları	1413	4.9	2.8	1.17±0.03	1.78±0.05
11	Yağmurlu-Ezinepazarı Fay Zonu	1073	5.2	2.8	1.14±0.05	1.78±0.03
12	Almus Fay Zonu, Niksar-Reşadiye	576	5.0	2.8	1.12±0.05	1.78±0.04
13	Pülümür Fayı ve Erzincan civarı	1036	5.8	2.8	0.96±0.03	1.88±0.03
14	Pülümür-Karlıova arası	1494	5.9	2.8	0.94±0.03	1.91±0.03
15	Sancak-Uzunpınar Fay Zonu, Göynük Fay Zonu	2191	6.1	2.8	0.97±0.07	1.88±0.09

yöntemleri için doğrusal uyum kullanılmış ve aşağıdaki eşitlikler elde edilmiştir:

$$Dc = 2.44 - 0.57 * b, L_2 \text{ Norm regresyon için} \quad (7)$$

$$Dc = 2.44 - 0.57 * b, L_1 \text{ Norm regresyon için} \quad (8)$$

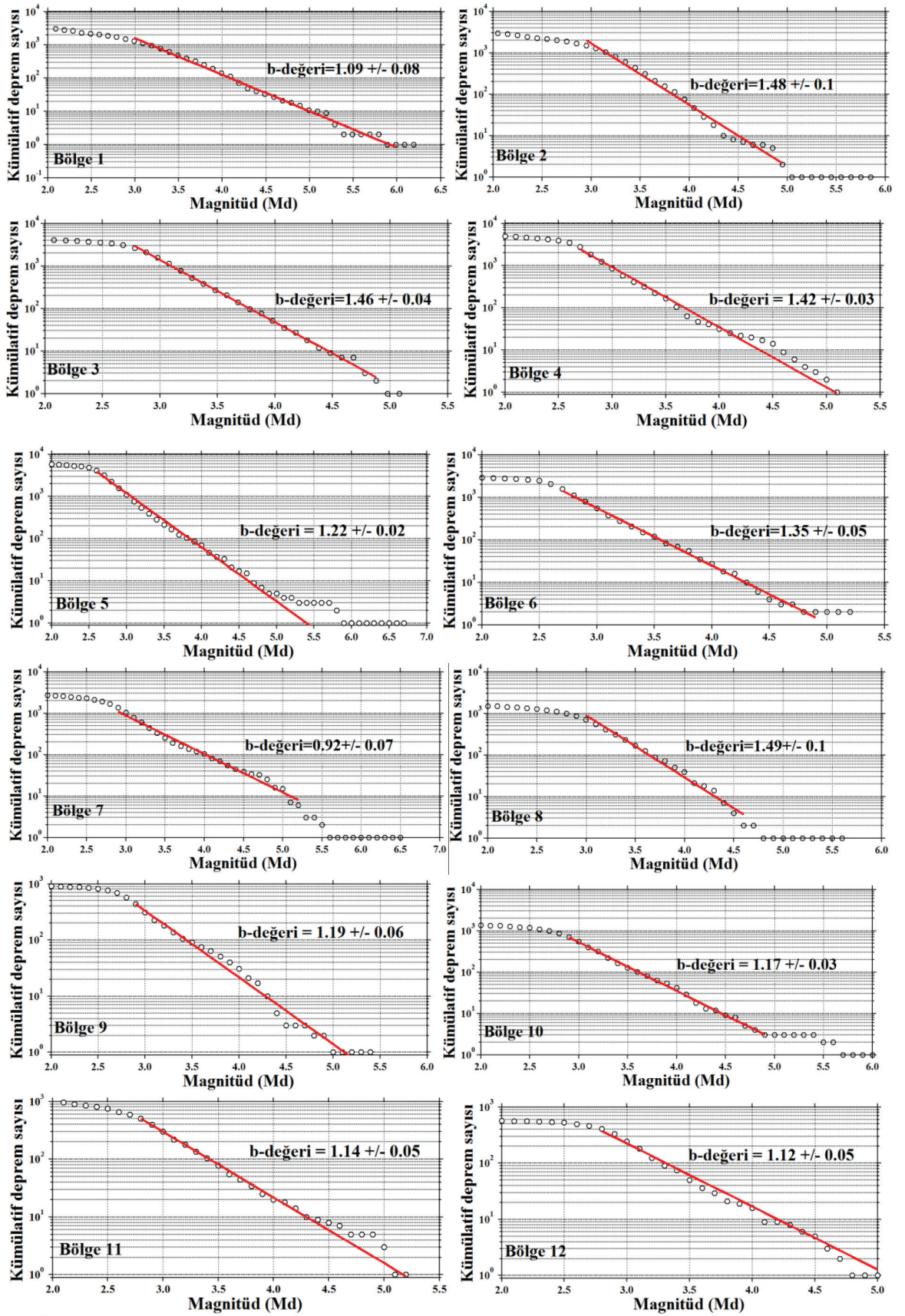
$$Dc = 2.43 - 0.56 * b, \text{Robust regresyon için} \quad (9)$$

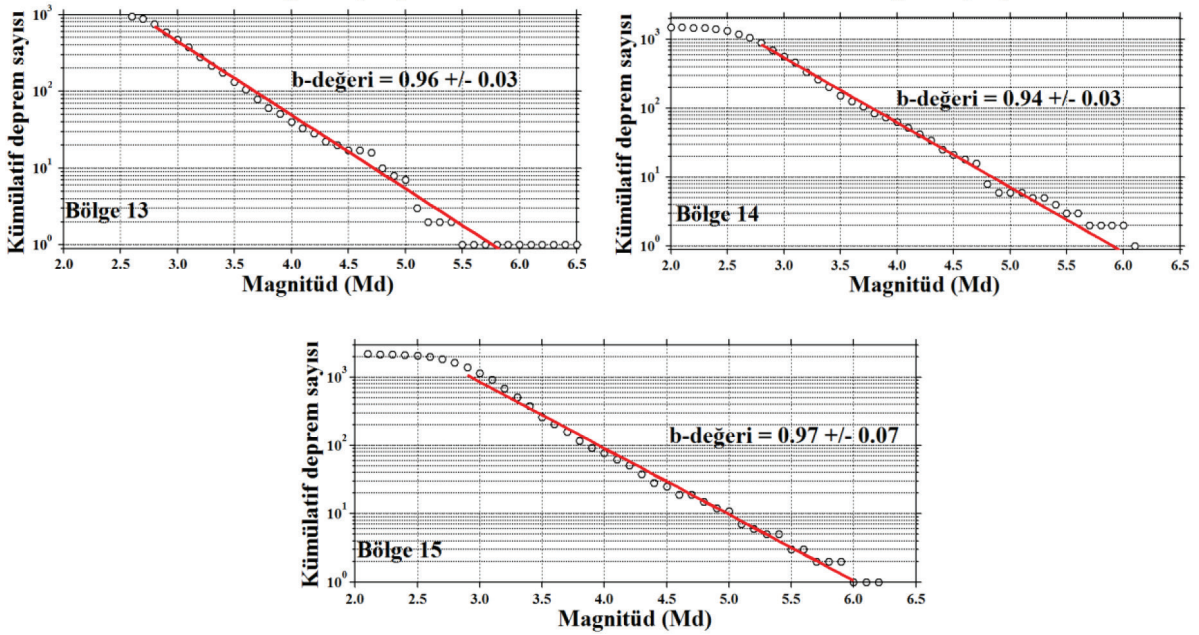
$$Dc = 2.46 - 0.58 * b, \text{Ortogonal regresyon için} \quad (10)$$

Şekil 10a'da görüldüğü gibi, ilişki katsayıları  $L_2$  ( $r=-0.95$ ) Norm,  $L_1$  ( $r=-0.95$ ) Norm, Robust ( $r=-0.94$ ) regresyon ve Ortogonal ( $r=-0.98$ ) regresyon için birbirine yakındır ve bu iki parametre arasında oldukça yüksek bir negatif ilişki söz konusudur. Bununla birlikte Ortogonal regresyon  $r=-0.98$  ilişki katsayısıyla diğer yöntemlerden daha iyi uyum sağlamıştır. Ayrıca, Ortogonal regresyon için  $b$ - $Dc$  uyum eğrisiyle birlikte

elde edilen ilişki ve % 95 güven aralığı Şekil 10b'de verilmiştir. Güven aralığı içerisindeki veri sayısı her regresyon için 9 olarak hesaplanmıştır.

$b$ -değeri ile  $Dc$ -değeri arasındaki ilişkiler üzerine dünyanın farklı bölgeleri (Aki, 1981; Hirata, 1989; Roy vd., 2011) ve Türkiye (Öncel vd., 1995; 1996, Öncel ve Wilson, 2002; 2004; 2007, Öztürk, 2012; 2015) için birçok çalışma yapılmıştır. Aki (1981),  $b$ - $Dc$  arasında  $Dc=2b$  gibi pozitif bir ilişki ortaya koyduktan sonra, Türkiye'nin ve dünyanın farklı bölgeleri için hem negatif (Hirata, 1989; Öncel vd., 1995; 1996; Öztürk, 2015) hem de pozitif (Öncel ve Wilson, 2004; Roy vd., 2011) ilişkiler rapor edilmiştir. Aki (1981) tarafından verilen fraktal boyut, depremlerin uzaysal dağılımından elde edilen ilişki boyutu ile kıyaslanabilir. Hirata (1989) tarafından elde edilen sonuç Aki (1981) tarafından elde edilen  $Dc=2b$  sonucunu



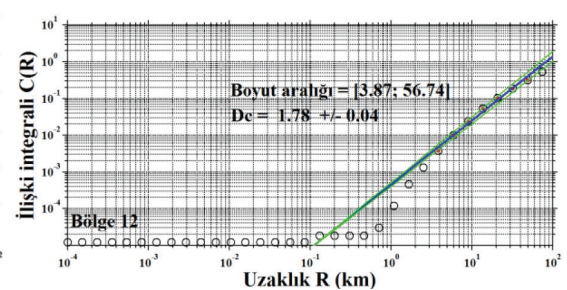
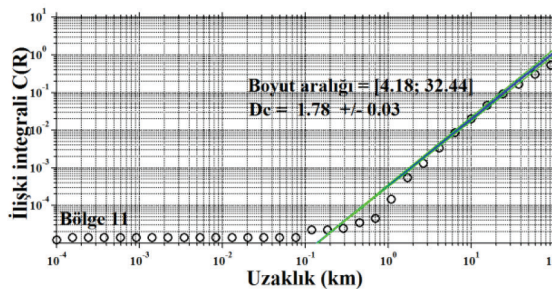
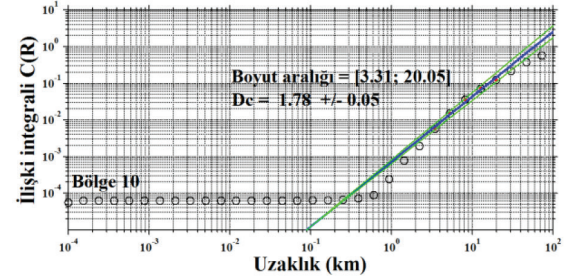
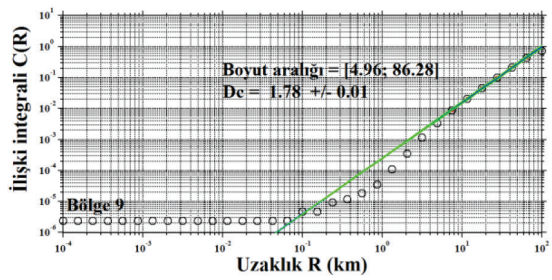
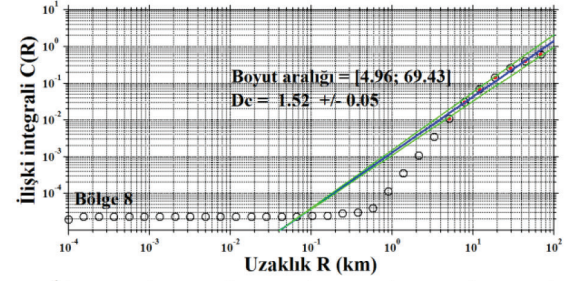
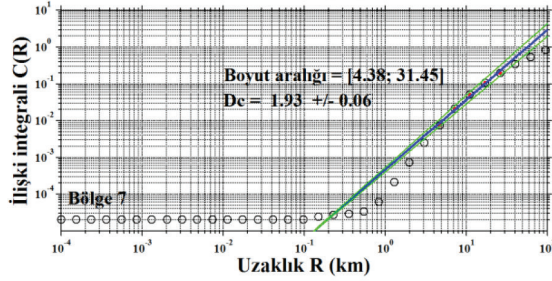
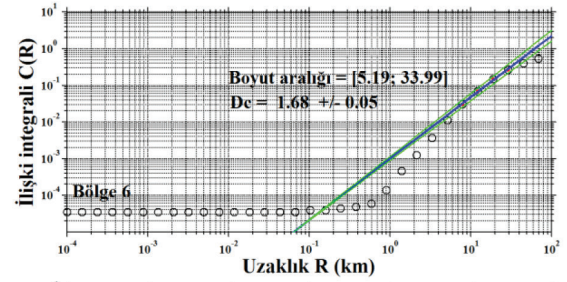
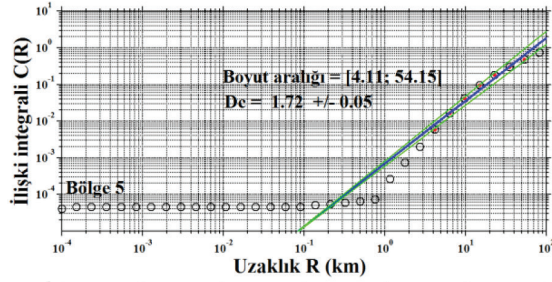
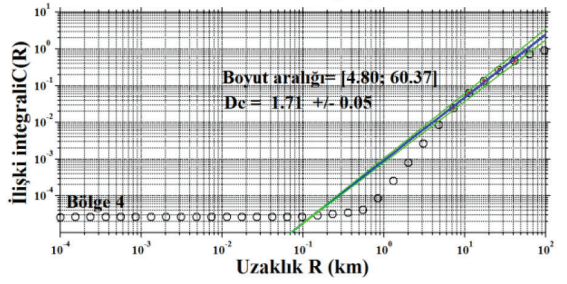
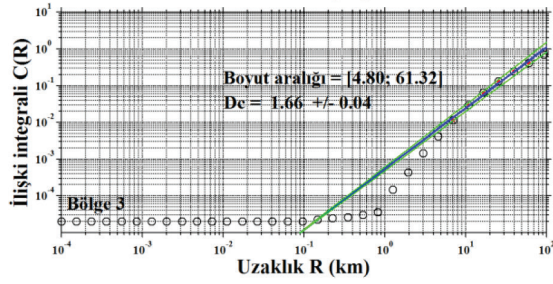
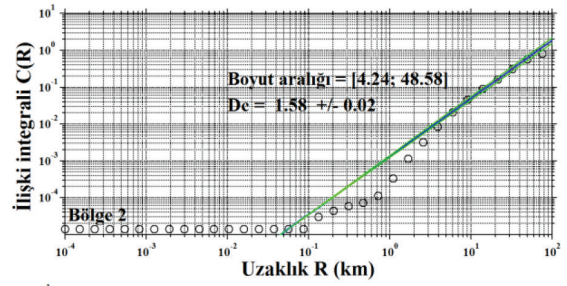
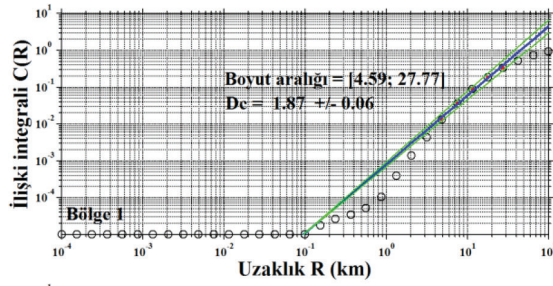


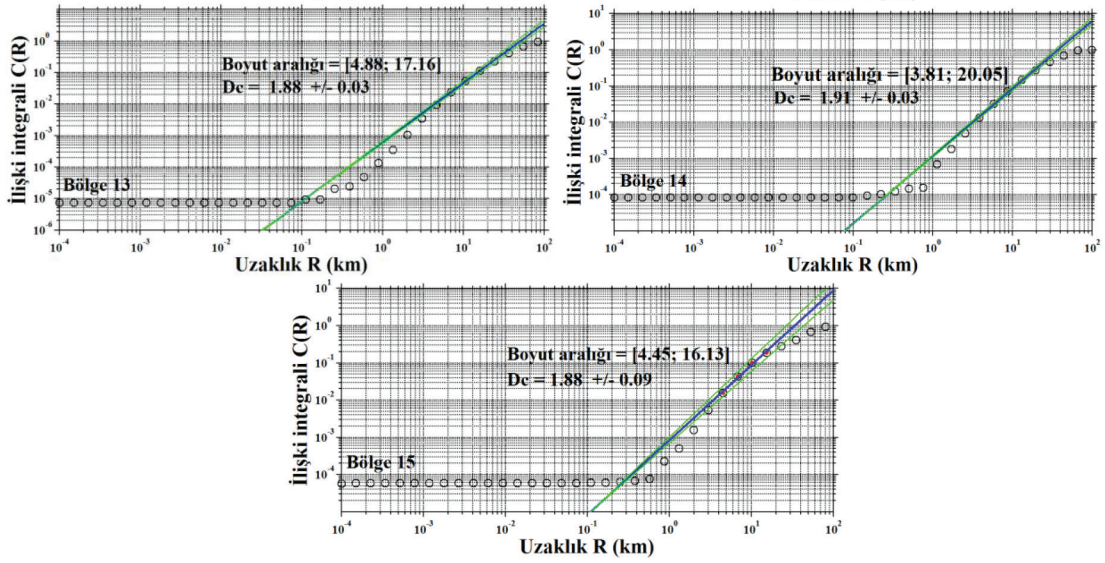
Şekil 9a. 15 sismotektonik alt bölge için Gutenberg-Richter ilişkileri ve  $b$ -değerleri.  
 Figure 9a. Gutenberg-Richter relationships and  $b$ -values for 15 seismotectonic subregions.

desteklemez, aksine Japonya'nın Tohoku bölgesindeki depremlerin fraktal boyutu ile  $b$ -değeri arasında  $Dc=2.3-0.73*b$  ( $r=-0.77$ ) şeklinde negatif bir ilişki ortaya konmuştur. Benzer şekilde Öncel vd., (1995) tarafından KAFZ için yapılan bir depremsellik çalışması,  $b$ - $Dc$  arasında zayıf bir negatif ilişkiye ( $r=-0.56$ ) sahip  $Dc=2.74-1.52*b$  ilişkisini ortaya koymuştur. Öncel vd. (1996) ise  $31^{\circ}$ - $41^{\circ}$ D boylamları arasında KAFZ ile ilişkili depremlerin istatistiksel özelliklerindeki zamana bağlı değişimleri aratmış ve güçlü bir negatif ilişkiye ( $r=-0.85$ ) sahip  $Dc=2.32-1.09*b$  ilişkisini vermişlerdir. Öncel ve Wilson (2002), KAFZ'nin batısı için  $b$ - $Dc$  arasında zayıf bir ilişki katsayısına ( $r=0.48$ ) sahip pozitif ilişki önermişlerdir. Öncel ve Wilson (2004) ise, 1999 İzmit depreminden önceki 1981-1989 yılları arasında KAFZ boyunca güçlü bir ilişki katsayısına ( $r=0.81$ ) sahip pozitif bir ilişki ortaya koymuşlardır. Öncel ve Wilson (2007), Türkiye'nin  $40.5^{\circ}$ - $41^{\circ}$ K enlemleri ile  $29^{\circ}$ - $31^{\circ}$ D boylamları arasında kalan kuzey batı bölgesi için 1992-1994 yılları arasında güçlü bir pozitif ( $r=0.84$ ) ilişki, 1994-1996 yılları arasında negatif ( $r=-0.71$ ) bir ilişki, 1996-1998 yılları arasında ise yine güçlü bir pozitif ( $r=0.94$ ) ilişki hesaplamışlardır. Öztürk (2015), Türkiye'nin Batı Anadolu Bölgesi için, negatif ilişki katsayısına ( $r=-0.73$ ) sahip  $Dc=2.74-0.99*b$  ilişkisini önermiştir. Sonuçta,

Ortogonal regresyon kullanılarak hesaplanan istatistiksel ilişki, ilişki katsayısı ve güven aralığı içerisindeki olayların sayısı KAFZ ve civarının sismotektoniği için oldukça güncel ve güvenilir bir değerlendirme sağlar. Ayrıca, hesaplanan bu ilişki literatürde verilen sonuçlarla da uyumludur.

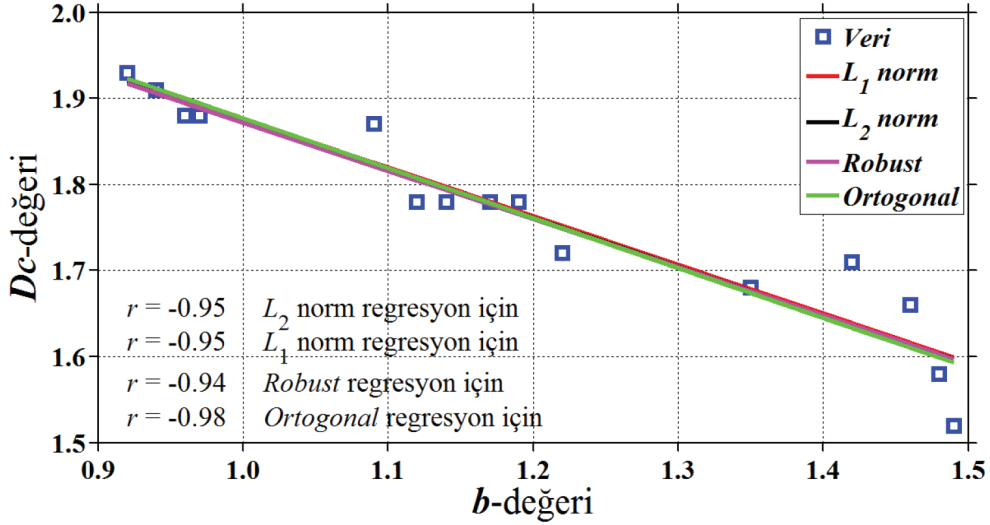
1970-1976 yılları arası hariç, 1976-2016 yılları arasındaki her yıl için depremlerin sayısı, minimum ve maksimum magnitüdü,  $M_c$ -değerleri,  $a$ -değerleri ile birlikte hesaplanan  $b$  ve  $Dc$  değerleri Çizelge 2'de verilmiştir. Deprem dağılımlarının zamanla bir değerlendirmesini yapabilmek için orijinal katalogdaki tüm depremlerin zamana bağlı değişimleri Şekil 11'de verilmiştir. Ayrıca, Çizelge 2'de görüldüğü gibi, 1970-2016 yılları arasında magnitüdü 5.5'ten büyük on bir güçlü deprem vardır ve 1995 yılından sonra magnitüdü 5.0'ten büyük olan depremlerin sayısında bir artış söz konusudur. Bununla birlikte,  $M_d \geq 5.0$  olan olayların sayısındaki önemli artışlar özellikle 2000 yılından sonra görülmektedir.  $b$  ve  $Dc$ -değerlerinin zamana bağlı değişimleri Şekil 12'de verilmiştir ve 1970-2016 arasında KAFZ ve civarındaki olası zamansal değişimleri değerlendirebilmek için orijinal katalog kullanılarak ilişki boyutunun zaman dağılımı değerlendirilmiştir. 1970-1976 yılları arasında az sayıda deprem olduğu için hesaplamalar her yıl için ayrı ayrı





Şekil 9b. 15 sismotektonik alt bölge için ilişki integralleri ve  $D_c$ -değerleri. Mavi doğruların eğimi  $D_c$ -değeri ile ilişkilidir ve yeşil çizgiler standart hataları gösterir.

Figure 9b. Correlation integrals and  $D_c$ -values for 15 seismotectonic subregions. The slope of the blue lines corresponds to  $D_c$ -values and green lines illustrate the standard errors.

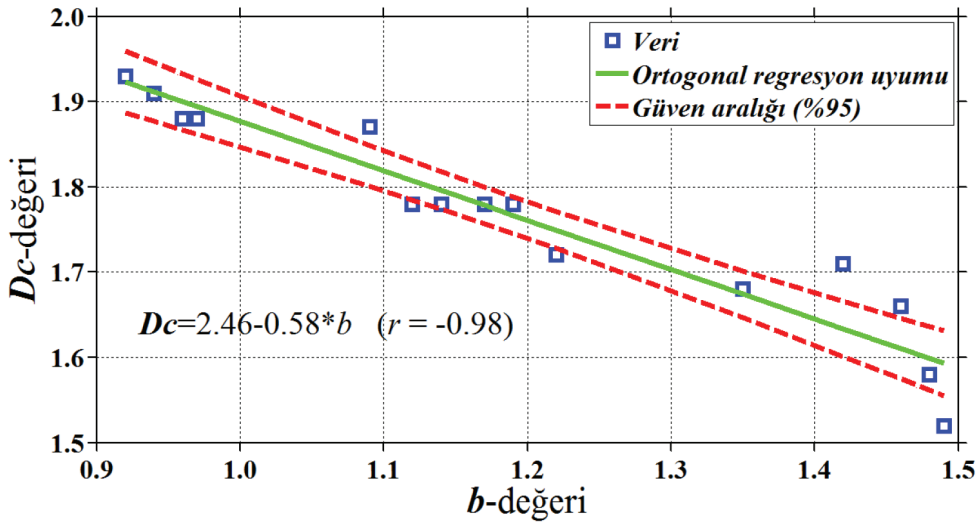


Şekil 10a. KAFZ ve civarı için  $b$ -değeri ile  $D_c$ -değeri arasındaki farklı istatistiksel ilişkiler. Her bir regresyon uyumu için ilişki katsayıları verilmiştir.

Figure 10a. Different statistical relationships between  $b$ -value and  $D_c$ -value in and around the NAFZ. Correlation coefficients for each regression fit are given.

yapılmamıştır. Şekil 12'de görüldüğü gibi,  $b$ -değerleri bazı dönemlerde net bir düşüş gösterirken aynı dönemlerde  $D_c$ -değerlerinde net bir artış gözlenmiştir. Bu anomaliler Çizelge 2'den net olarak görülebilir ve Şekil 12 üzerinde oklarla gösterilmiştir. Örneğin, 1979-1980 arasında  $b$ -değeri bir azalma eğiliminde iken  $D_c$ -değeri artma eğilimindedir ve 1983-1985

yılları arasında 1979 depreminden daha güçlü bir deprem meydana gelmiştir. Bu tür benzer değişimler 1982-1983, 1987-1988, 1990-1991, 1994-1995, 1998-1999, 2001-2002, 2003-2004, 2004-2005, 2005-2006, 2007-2008, 2009-2010 ve 2012-2013 yılları arasında gözlenmiştir. Çizelge 2'den net olarak görüleceği üzere bu periyotların her biri için,



Şekil 10b. KAFZ ve civarı için  $b$ -değeri ile  $D_c$ -değeri arasındaki Ortogonal regresyon uyumu, güven aralığı, ilişki katsayısı ve doğrusal ilişki.

Figure 10b. Orthogonal regression fit, confidence interval, correlation coefficient and linear relation between  $b$ -value and  $D_c$ -value in and around the NAFZ.

$b$ -değerinde bir düşüşün gözleendiği yılda bir önceki yıla göre daha büyük bir deprem meydana gelmiştir. Aktif fay sistemlerinde gerilme boşalımı, daha küçük yüzey ölçeğine sahip fay düzlemleri üzerinde olur çünkü düşük  $b$ -değerleri daha yüksek  $D_c$ -değerleri ile ilişkilidir (Öncel ve Wilson, 2002) ve yüksek fraktal boyut magnitüd dağılımındaki düzensizliğe hassastır. Buda, deprenselliğin KAFZ ve civarında büyük ölçekte (veya daha küçük alanlarda) daha fazla kümelenildiğini destekler.  $b$  ve  $D_c$ -değerlerindeki bu dalgalanmalar gerilme değişimlerinin bir işareti olabilir. Daha genel bir ifadeyle  $b$  ve  $D_c$ -değerlerindeki bu tür değişimlerin gözlenmesi, KAFZ ve civarındaki gelecek deprem potansiyelini değerlendirmede kullanılabilir.

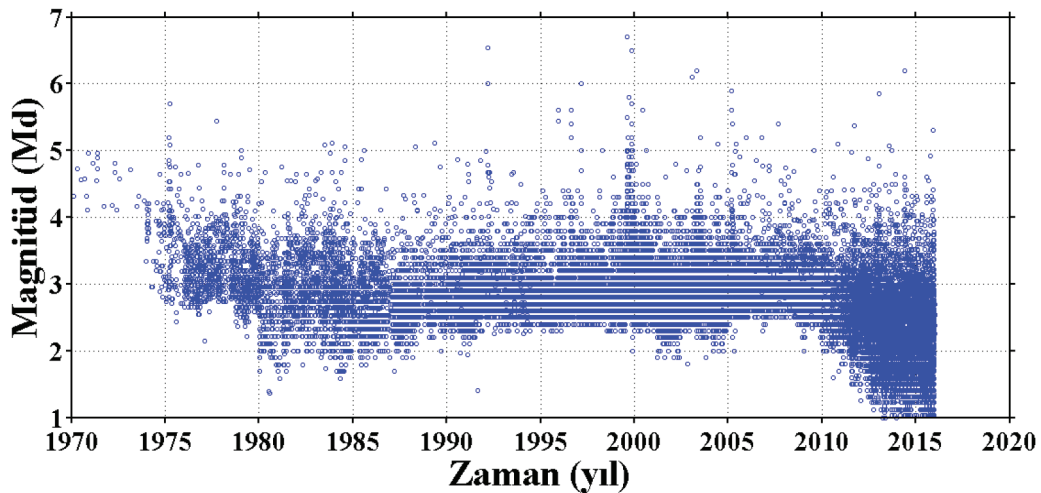
Daha önce de ifade edildiği gibi fraktal boyut  $D_c$  pratik olarak çift logaritmik koordinat üzerinde  $r$  uzaklığına karşı  $C(r)$  ilişki integralinin çiziminden elde edilen grafiğin eğiminden tahmin edilir ve boyut aralığının seçimine bağlı olarak aynı veri seti için hem yüksek hem de düşük  $D_c$ -değerleri elde edilebilir. Çizelge 1, Çizelge 2 ve Çizelge 3'te görüldüğü gibi  $D_c$ -değerleri 0.78 ile 1.96 arasında değişim göstermektedir. Polat vd., (2008), Ege Genişleme bölgesi için yaptıkları çalışmada, Gutenberg-Richter  $b$ -değeri, fraktal boyut  $D_c$ -değeri ve sismik durgunluk  $Z$ -değerini analiz etmişler ve düşük  $b$ -değeri ile yüksek  $Z$ -değerine sahip alanların büyük bir deprem için olası bir bölge olabileceğini ifade etmişlerdir. Ayrıca, düşük  $b$ -değeri ve yüksek  $D_c$ -değerlerinin gerilme değişimine işaret

edebileceğini ifade etmişlerdir. Öncel ve Wilson (2002), yüksek  $D_c$ -değerleriyle ilişkili aktif fay sistemlerindeki karmaşık alanlarda gerilme dağılımının fay düzlemlerinde oluşabileceğini ifade etmişlerdir. Dolayısıyla KAFZ'deki yüksek  $D_c$ -değerlerinin bu bölgedeki baskın yapısal özellik olduğu ifade edilmiştir (Öztürk, 2011). Öztürk (2015), Batı Anadolu bölgesi  $b$ -değeri,  $D_c$ -değeri ve  $Z$ -değeri gibi sismotektonik parametreler kullanarak bu parametreler arasındaki ilişkiyi ve gelecekteki olası deprem bölgelerinin belirlenmesinde bu parametrelerin kullanılabilirliğini araştırmıştır. Batı Anadolu bölgesini 18 farklı bölgeye ayırmış ve 1970-2013 yılları arasında  $D_c$ -değerlerinin değişimini analiz etmiştir. Batı Anadolu bölgesi için bu üç parametrenin de anomali verdiği bölgelerin (düşük  $b$ , yüksek  $D_c$  ve yüksek  $Z$ -değerleri) gelecek deprem potansiyelini ortaya koymada önemli ipuçları sağlayabileceğini ifade etmiştir. Fraktal geometride düzensiz yapıların boyutları kesirli sayılarla verilir yani bir eğrinin fraktal boyutu 1 ile 2 arasında değişir. Fraktal boyutun 1 ile 2 arasında alacağı değere göre çizgisel tek boyutlu düzgün yapıya veya düzlemsel iki boyutlu yapıya sahip olduğu ifade edilir. Benzer şekilde fraktal boyut 2 ile 3 arasında değişim gösteriyorsa düzlem veya küresel bir yapı arasındaki düzensizlikten bahsedilebilir (Aydındağ, 2015). Bu çalışmada, fraktal boyut türlerinden Grassberger ve Procaccia (1983) tarafından tanımlanan ve Wiemer (2001) tarafından geliştirilen ZMAP yazılımı içerisindeki algoritma kullanılarak iki boyutlu rasgele

Çizelge 2. 1970-2016 yılları arasında KAFZ ve civarı için deprem sayıları, minimum ( $M_{dmin}$ ) ve maksimum ( $M_{dmax}$ ) magnitüdler,  $M_c$ -değerleri,  $a$ -değerleri,  $b$ -değerleri,  $D_c$ -değerleri ve boyut aralığındaki değişimler,  
 Table 2. Variations in the number of earthquakes, minimum ( $M_{dmin}$ ) and maximum ( $M_{dmax}$ ) magnitudes,  $M_c$ -values,  $a$ -value,  $b$ -value,  $D_c$ -value and size range in and around the NAFZ between 1970 and 2016,

Yıl	Deprem Sayıları	$M_{dmin}$	$M_{dmax}$	$M_c$ -değeri	$a$ -değeri	$b$ -değeri	$D_c$ -değeri	Boyut Aralığı (km)
1970-1976	415	2.4	5.7	3.1	4.65	0.81±0.05	1.71±0.03	4.45-4.58
1977	223	2.2	5.4	3.0	5.06	1.08±0.04	1.56±0.02	4.31-72.44
1978	219	2.4	4.8	3.3	5.06	1.25±0.07	1.67±0.03	4.80-76.21
1979	320	2.2	5.0	3.0	5.18	1.29±0.04	1.60±0.04	4.88-70.51
1980	222	1.4	4.7	3.0	5.13	1.20±0.07	1.64±0.04	4.45-62.28
1981	277	1.6	4.8	3.0	5.30	1.07±0.09	1.54±0.02	3.58-41.59
1982	338	1.8	4.6	3.0	4.97	1.33±0.09	1.14±0.03	4.80-70.51
1983	426	1.7	5.1	2.8	4.53	0.95±0.07	1.75±0.08	4.31-42.90
1984	420	1.6	5.1	2.7	4.67	1.05±0.05	1.63±0.04	4.96-71.62
1985	331	1.8	5.0	2.7	4.63	1.12±0.08	1.75±0.05	4.18-66.27
1986	311	1.9	4.4	2.5	4.48	1.03±0.07	1.57±0.02	3.81-57.62
1987	406	1.7	4.3	2.5	5.51	1.36±0.05	1.46±0.02	4.24-72.79
1988	263	1.9	5.1	2.5	4.68	1.11±0.07	1.58±0.03	4.51-72.74
1989	358	2.0	5.1	2.6	5.24	1.20±0.09	1.60±0.02	4.80-81.09
1990	527	2.0	4.9	2.7	5.85	1.23±0.06	1.53±0.02	4.88-73.87
1991	741	1.4	4.9	2.6	5.92	1.21±0.05	1.55±0.03	4.18-75.03
1992	576	2.3	6.5	2.8	6.23	1.30±0.08	1.55±0.01	4.80-84.96
1993	700	2.3	4.7	2.6	6.58	1.29±0.05	1.53±0.01	4.24-72.74
1994	821	2.3	4.2	2.7	6.75	1.48±0.06	1.31±0.02	4.31-76.21
1995	899	2.3	5.6	2.6	7.29	1.24±0.08	1.47±0.03	4.05-76.21
1996	775	2.3	5.6	2.6	5.31	1.15±0.10	1.32±0.08	3.99-42.24
1997	850	2.4	6.0	2.6	6.34	1.29±0.05	1.45±0.03	4.24-77.40
1998	608	2.3	5.0	2.7	5.96	1.24±0.06	1.41±0.01	4.45-70.51
1999	1867	2.0	6.7	2.8	5.48	0.84±0.02	1.71±0.06	4.05-40.11
2000	1419	2.3	5.6	2.7	6.05	1.27±0.07	1.65±0.05	4.31-48.58
2001	1058	1.9	4.6	2.6	6.12	1.61±0.09	1.47±0.03	4.51-77.40
2002	987	1.8	4.8	2.7	6.46	1.34±0.05	1.59±0.03	4.88-75.03
2003	1723	1.9	6.2	2.8	6.06	1.42±0.05	1.47±0.16	4.80-23.78
2004	1194	2.0	5.1	2.8	6.83	1.41±0.05	1.48±0.02	4.18-76.21

Yıl	Deprem Sayıları	$M_{dmin}$	$M_{dmax}$	$M_c$ -değeri	$a$ -değeri	$b$ -değeri	$D_c$ -değeri	Boyut Aralığı (km)
2005	1381	2.0	5.9	2.8	6.71	1.32±0.04	1.72±0.06	4.11-26.10
2006	697	2.3	5.2	2.8	6.35	1.29±0.05	1.78±0.03	4.18-39.08
2007	827	2.5	5.4	2.9	7.03	1.49±0.07	1.30±0.01	4.11-50.89
2008	1066	2.2	4.7	2.8	6.69	1.42±0.10	1.41±0.04	4.18-22.70
2009	1260	2.0	5.0	2.8	7.28	1.73±0.05	1.35±0.01	4.59-77.40
2010	1611	1.6	5.1	2.7	7.63	1.34±0.11	1.65±0.03	4.18-50.89
2011	1984	1.5	5.4	2.6	6.80	1.42±0.04	1.41±0.02	4.18-83-65
2012	2202	1.1	4.9	2.5	5.59	1.31±0.05	1.21±0.01	4.38-47.83
2013	2891	1.0	5.9	2.2	5.08	1.04±0.05	1.48±0.10	4.18-26.92
2014	3962	1.0	6.2	2.5	5.12	1.15±0.08	1.35±0.04	4.45-44.95
2015	2983	1.0	5.3	2.2	4.97	1.15±0.07	1.30±0.03	4.11-47.09



Şekil 11. KAFZ ve civarı için 1970-2016 yılları arasındaki depremler için zamanın bir fonksiyonu olarak magnitüd değişimleri.

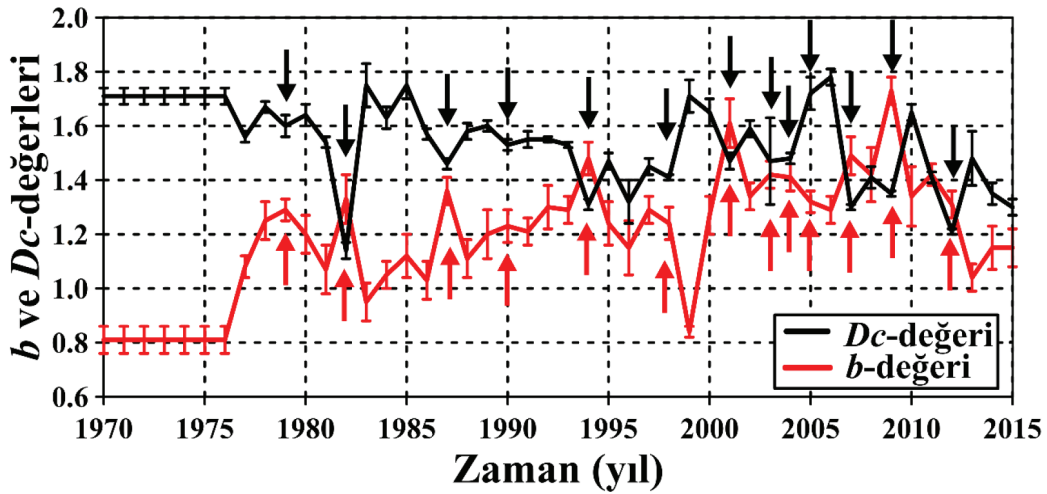
Figure 11. Magnitude variations as a function of time for earthquakes in and around the NAFZ between 1970 and 2016.

dağılım için uzaklığa karşı ilişki integrali çizilerek ilişki integralinin her iki noktası arasındaki eğiminden  $D_c$ -değeri hesaplanmıştır. Sonuç olarak, KAFZ için hem bölgesel ve zamana bağlı olarak 0.78 ile 1.96 arasında hesaplanan  $D_c$ -değerleri, Türkiye'nin farklı bölgeleri için elde edilen değerlerle uyumludur. Sonuçların, bu çalışmada kullanılan analiz yönteminin iki boyutlu rasgele dağılım için hesap yapmasından

ve fraktal boyut aralığının seçiminden etkilendiği söylenebilir. Ayrıca, yüksek  $D_c$ -değerlerinin gözlenmesi bu bölgede düzlem veya küresel bir yapı arasında bir düzensizliğe sahip ortamdan bahsedilebilir.

Türkiye'nin farklı bölgeleri için  $D_c$ -değerinin hesaplandığı ve farklı parametrelerle birlikte değerlendirilerek deprem tehlike potansiyelinin ortaya konduğu çalışmalara son yıllarda rastlamak mümkündür (örneğin,





Şekil 12. 1970-2016 yılları arasında NAFZ ve civarı için  $b$  ve  $Dc$ -değerlerinin zamanla değişimleri. Oklar,  $b$ -değerlerindeki düşüşün ve  $Dc$ -değerlerindeki artışın başlangıç zamanlarını göstermektedir. Standart hatalar da gösterilmiştir.

Figure 12. Temporal variations of the  $b$  and  $Dc$ -values in and around the NAFZ between 1970 and 2016. Arrows show the beginning times of decreasing in  $b$ -values and increasing in  $Dc$ -values. Standard errors are also given.

Öncel vd., 1995; 1996; 2004; Polat vd., 2008; Öztürk, 2011; 2012; 2015). Depremlerin fraktal dağılımı üzerine, özellikle KAFZ boyunca, hem zamansal hem de uzaysal boyutta yapılan çalışmalarda, fraktal boyut aralığının episantr aralığı ile ilişki olduğu görülür. Türkiye’de bölgesel olarak yapılan fraktal analiz çalışmalarında,  $Dc$ -değerinin hesaplanacağı minimum boyut aralığının ( $R_{min}$ ) seçiminde episantr hata büyüklüğü esas alınmaktadır. Türkiye’nin farklı bölgeleri için episantr hataları bölgesel ve zamana bağlı olarak değişir. Fakat bu değişim, genel hatlarıyla birlikte bölgeden bölgeye ve zamandan zamana yaklaşık 5-10 km arasındadır. Kagan ve Knopoff (1980), minimum boyut aralığının çalışılan bölgedeki depremlerin episantr hata büyüklüğü veya episantr büyüklüklerindeki hata ile orantılı olduğunu, maksimum boyut aralığının ( $R_{mak}$ ) ise çalışma alanının büyüklüğü ile ilişkili olduğunu ifade etmiştir. Polat vd., (2008), Ege Genişleme bölgesi için yaptıkları çalışmada, fraktal boyut aralığını 3.6-70 km arasında alarak  $Dc$ -değerini hesaplamışlardır. Öncel vd., (1995) ve Öncel vd., (1996), KAFZ’nin farklı bölgeleri için yaptıkları çalışmada, depremselliğin fraktal özelliklerinin zamansal değişimlerini analiz etmişler ve fraktal istatistik aralığını 5-160 km arasında almışlardır. Benzer şekilde Öncel ve Wilson (2004), fraktal davranışta sistematik farklılıkların olup olmadığını hesaplayabilmek için fraktal boyut aralığını 2-10 km ve 10-40 km olarak almışlardır. Ayrıca, Kalafat vd., (2007), Polat vd., (2008)

ve Öztürk (2011)’de ifade edildiği gibi 1970 yılı öncesinde episantrdaki hatalar 0-30 km arasında değişirken, 1970 yılından itibaren depremler için episantr hataları 0-15 km arasında değişmektedir. Literatürdeki bu çalışmalardan da görüleceği gibi Türkiye’nin farklı bölgeleri için genel olarak 2 km’den başlayıp 160 km’ye kadar değişen fraktal boyut aralığı kullanılmıştır. Bu çalışma kapsamından hesaplanan ve Şekil 9b, Tablo 1, 2 ve 3’de verilen  $Dc$ -değerlerinin tahmininde kullanılan  $R_{min}$  değeri yaklaşık olarak 5 km civarında değişim göstermektedir. Sonuç olarak KAFZ’i içine alan bu çalışmada, zamansal ve uzaysal  $Dc$ -değerinin tahmin edilmesinde kullanılan  $R_{min} \approx 5$  km fraktal boyut aralığı ve dolayısıyla da elde edilen  $Dc$ -değerleri literatürdeki çalışmalarla uyumludur.

Bu çalışma kapsamındaki diğer önemli hedef ise KAFZ ve civarını içine alan bölgede 2016 yılı başında bir deprem öncüsü olarak sismik durgunluğun olup olmadığını araştırmaktır. Standart sapma  $Z$ -değerinin bölgesel değişimini haritalayabilmek için, çalışma alanı  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ ’lik grid aralıklarına bölünmüş ve her bir grid aralığına düşen en yakın depremlerin sayısı  $N=75$  olarak alınmıştır. Sonra, hareketli bir zaman penceresi  $T_w$  (veya  $iwl$ ) kullanılarak maksimum yarıçaplı bir alan içerisinde tanımlanan bir örnekleme aralığı ile sismik aktivitedeki oran değişimleri araştırılmıştır (Wiemer ve Wyss, 1994). Zaman içerisinde devamlılığı ve daha yoğun bir aktiviteyi elde edebilmek için,

Çizelge 3. Son yıllardaki büyük depremler öncesinde sismotektonik parametrelerdeki değişimler (DS: deprem sayısı;  $M_{dmak}$ : maksimum magnitüd; BA: boyut aralığı, km),

Table 3. Variations in seismotectonic parameters before the large earthquakes in recent years (DS: earthquake numbers;  $M_{dmak}$ : maximum magnitude; BA: size range, km),

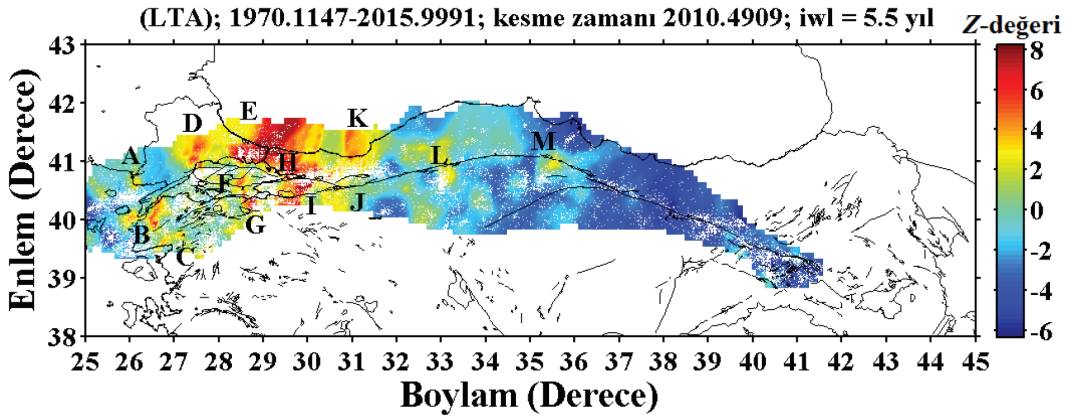
Yıl	Bölge 1	Bölge 2	Bölge 13	Bölge 14	Bölge 15
2005	DS:114 Mc=3.2 $M_{dmak}=4.1$ $b=1.93\pm0.30$ Dc=1.92±0.03 BA=4.80-35.06	DS:130 Mc=3.2 $M_{dmak}=4.2$ $b=1.81\pm0.30$ Dc=1.69±0.03 BA=5.79-90.40	DS:164 Mc=2.9 $M_{dmak}=4.0$ $b=1.45\pm0.10$ Dc=1.86±0.03 BA=5.55-89.01	DS:110 Mc=2.8 $M_{dmak}=4.6$ $b=1.11\pm0.10$ Dc=1.81±0.02 BA=4.88-36.73	DS:413 Mc=2.7 $M_{dmak}=5.4$ $b=0.98\pm0.05$ Dc=1.96±0.06 BA=3.66-15.39
2006					DS:232 Mc=2.9 $M_{dmak}=4.9$ $b=1.18\pm0.10$ Dc=1.52±0.01 BA=3.93-13.81
2007					
2008	DS:103 Mc=2.7 $M_{dmak}=3.3$ $b=1.33\pm0.10$ Dc=1.62±0.06 BA=4.36-30.02	DS:233 Mc=2.9 $M_{dmak}=4.1$ $b=1.76\pm0.07$ Dc=1.71±0.02 BA=5.11-31.94	DS:220 Mc=2.7 $M_{dmak}=4.6$ $b=1.19\pm0.10$ Dc=1.90±0.01 BA=4.66-14.47	DS:108 Mc=2.9 $M_{dmak}=3.5$ $b=1.63\pm0.30$ Dc=1.69±0.02 BA=4.96-56.74	DS:150 Mc=2.8 $M_{dmak}=4.0$ $b=1.66\pm0.20$ Dc=1.53±0.02 BA=5.70-91.81
2009	DS:119 Mc=2.8 $M_{dmak}=3.4$ $b=1.30\pm0.10$ Dc=1.74±0.03 BA=4.59-20.05				
2010	DS:145 Mc=2.7 $M_{dmak}=4.3$ $b=1.31\pm0.20$ Dc=1.68±0.02 BA=4.59-43.57	DS:278 Mc=2.7 $M_{dmak}=4.0$ $b=1.59\pm0.07$ Dc=1.76±0.02 BA=4.59-25.70			
2011	DS:217 Mc=2.7 $M_{dmak}=3.9$ $b=1.80\pm0.20$ Dc=1.53±0.05 BA=4.45-30.02		DS:221 Mc=2.8 $M_{dmak}=4.5$ $b=1.45\pm0.15$ Dc=1.36±0.02 BA=4.73-42.24	DS:100 Mc=2.7 $M_{dmak}=3.8$ $b=1.6\pm0.30$ Dc=1.72±0.02 BA=4.73-44.95	DS:222 Mc=2.8 $M_{dmak}=4.2$ $b=1.03\pm0.08$ Dc=1.78±0.03 BA=4.05-47.83
2012	DS:209 Mc=2.2 $M_{dmak}=4.5$ $b=1.27\pm0.06$ Dc=1.63±0.03 BA=4.11-17.43	DS:214 Mc=2.2 $M_{dmak}=4.0$ $b=1.25\pm0.07$ Dc=1.94±0.09 BA=3.75-7.19		DS:218 Mc=2.5 $M_{dmak}=4.3$ $b=0.99\pm0.07$ Dc=1.83±0.07 BA=4.01-9.08	
2013	DS:337 Mc=2.2 $M_{dmak}=4.7$ $b=0.95\pm0.08$ Dc=1.78±0.06 BA=3.57-9.08	DS:734 Mc=2.2 $M_{dmak}=5.1$ $b=1.01\pm0.10$ Dc=1.90±0.08 BA=3.60-24.53		DS:151 Mc=2.5 $M_{dmak}=3.2$ $b=1.17\pm0.06$ Dc=1.74±0.03 BA=4.80-31.94	DS:260 Mc=2.5 $M_{dmak}=5.0$ $b=1.01\pm0.09$ Dc=1.86±0.03 BA=4.05-1.66
2014	DS:1636 Mc=2.2 $M_{dmak}=4.8$ $b=0.96\pm0.05$ Dc=1.77±0.06 BA=4.05-18.55	DS:403 Mc=2.2 $M_{dmak}=4.0$ $b=1.08\pm0.07$ Dc=0.78±0.03 BA=4.05-72.74	DS:217 Mc=2.8 $M_{dmak}=3.7$ $b=1.20\pm0.08$ Dc=1.50±0.03 BA=4.80-24.91		
2015	DS:357 Mc=1.6 $M_{dmak}=4.5$ $b=0.85\pm0.10$ Dc=1.40±0.03 BA=4.38-23.78	DS:351 Mc=2.2 $M_{dmak}=4.1$ $b=1.14\pm0.08$ Dc=1.53±0.001 BA=4.73-39.08		DS:379 Mc=2.5 $M_{dmak}=4.6$ $b=1.02\pm0.06$ Dc=1.79±0.07 BA=4.11-13.39	DS:123 Mc=2.5 $M_{dmak}=3.1$ $b=0.99\pm0.07$ Dc=1.74±0.02 BA=4.18-17.98

her bir grid içerisindeki deprem popülasyonu genellikle bir aylık zaman dilimleri olarak gruplandırılır.  $N$  ve  $T_w$  değerleri genellikle durgunluk sinyalinin netleştirilmeye bağlı olarak seçilir ve  $T_w$ 'nin seçimi sonuçları hiçbir şekilde etkilemez. Anlamlı sonuçlar için, sonuçların  $T_w$  değerinden bağımsız olması istenir. Durgunluğun ne zaman sona ereceği bilinmediği için zaman penceresi 1.5-5.5 yıl arasında değiştirilir. Çünkü bu değer dünyanın farklı bölgeleri için, kabuksal ana şoklardan önce rapor edilen sismik durgunluk oranı ile uyumludur. KAFZ ve civarı için  $Z$ -değeri haritası oluşturulurken, zaman penceresi 1.5-5.5 yıl alınarak değerlendirilmeler yapılmış ancak durgunluğun bölgesel olarak en iyi görüntüsünü veren zaman penceresi değeri kullanılarak sismik durgunluk haritası oluşturulmuştur. Sonuçta, pencere uzunluğu  $T_w=5.5$  yıl alınmıştır çünkü sismik durgunluk bölgeleri bu zaman penceresi için daha net gözlenmiştir.

KAFZ ve civarında 2016 yılı başlangıcında standart sapma  $Z$ -değerinin bölgesel değişimlerini haritalayabilmek için  $M_g \geq 2.7$  olan kümesizleştirme işlemi uygulanmış 19770 deprem kullanılmıştır.  $Z$ -değerinin bölgesel değişimi Şekil 13'de verilmiştir. Şeklin üst kısmında verildiği gibi "kesme zamanının" başlangıcı olarak seçilen zamana  $T_w$ -değeri eklenerek  $Z$ -değeri haritası için  $T_w$ 'nin uzunluğu elde edilmiştir. Sonuçta,  $Z$ -değeri değişimleri 2016 yılı başlangıcı için haritalanmıştır. Şekil 13'de görüldüğü gibi, özellikle KAFZ ve civarının Marmara kısmı başta olmak birçok sismik durgunluk bölgesi tanımlanmıştır. Bu anomali bölgeleri, Enez (A, bölge 1), Etili fayının kuzeyi, Çanakkale ve Edremit (B ve C, bölge 2), Tekirdağ-Silivri ve Marmara denizi (D ve F, bölge 4), Karadeniz kısmı ve Yalova-İzmit civarı (E ve H, bölge 5), Manyas fay zonunun kuzeyi (G, bölge 3), İznik-Gebze (I, bölge 6), Düzce fayı ve Karadeniz kıyısı (J ve K, bölge 7), İsmetpaşa segmenti (L, bölge 8) ile Laçın-Merzifon fay zonlarını (M, bölge 10) içine alır. Sismik durgunluk, kabuksal ana şoklarla ilişkili öncü anomalileri tanımlamada teşvik edici sonuçlar ortaya koyar. Huang (2006), 2000 yılındaki batı Tottori depreminden önce net bir sismik durgunluk anomalisi gözlemiş ve öncü sismik durgunluğun önemi ve güvenilirliğinin sonraki çalışmalar için önemli bir araç olarak kullanılabilirliğini ifade etmiştir. Polat vd. (2008) ve Öztürk (2015), sismotektonik  $b$ -değeri, fraktal boyut  $D_c$ -değeri ve sismik durgunluk  $Z$ -değeri arasındaki ilişkilerin gelecek deprem potansiyelini ortaya koymada önemli ipuçları sağlayabileceğini, düşük  $b$ -değerleri ile yüksek  $D_c$  ve  $Z$ -değerleri gösteren bölgelerin gelecekteki

depremler için en olası yerler olabileceğini ifade etmişlerdir. Dolayısıyla, Şekil 13'de KAFZ ve civarı için 2016 yılı başlarında sismik durgunluk gözlenen bu bölgeler, gelecek deprem potansiyeli için önemli öncüler olabilir ve sonuçta standart sapma  $Z$ -değeri, gelecek deprem bölgelerini ortaya koymada önemli bir parametre olarak kullanılabilir.

Şekil 14'de görüldüğü gibi, 2000-2010 yılları arasında bir yıllık periyotlar içerisinde kesme zamanına  $T_w=5.5$  yıllık bir pencere uzunluğu eklenerek standart sapma  $Z$ -değerlerinin bölgesel değişimleri haritalanmıştır.  $Z$ -değerinin bölgesel ve zamana değişimlerini haritalayabilmek için Şekil 2'de olduğu gibi  $M_g \geq 2.7$  olan kümesizleştirme işlemi uygulanmış 19770 deprem kullanılmıştır. Bu haritalamadaki amaçlardan bir tanesi, çalışma alanı içerisinde önceki yıllarda meydana gelmiş bazı büyük depremlerin oluşumundan önce sismik durgunluk anomalilerinin gözlenip gözlenmediğini test etmektir. Diğer bir amaç ise, bu tür anomalilerin sabit ve güvenilir bir deprensellik karakteri olarak tanımlanabilmesi durumunda, çalışma alanında gelecek yıllarda meydana gelebilecek deprem bölgelerinin tahmin edilebilmesi olarak verilebilir. Dolayısıyla,  $Z$ -değerlerinin bölgesel dağılımlarındaki zamansal değişimler 2016 yılı başlangıcındaki deprensellik oran değişimlerini ortaya koyan Şekil 13'den farklı olarak, Şekil 14'de detaylı olarak ortaya konmuştur. Şekil 13'de belirlenen durgunluk anomalileri  $T_w=5.5$  yıllık bir pencere uzunluğu ile daha iyi belirlendiği için, 2000-2010 yılları arasındaki deprensellik oran değişimlerinin bölgesel dağılımlarını ortaya koyabilmek için de aynı pencere uzunluğu kullanılmıştır. Daha önce de ifade edildiği gibi, kesme zamanına pencere uzunluğunun eklenmesi ile o yıla kadar ki deprensellik oranı haritalanmış olur. Şekil 3'de verilen ve 2010'dan sonra büyük depremlerin meydana geldiği bölgelerde (1., 2., 13., 14. ve 15. bölgeler), depremlerin oluşumundan önce o bölgelerde deprem aktivitesinde bir durgunluğun olup olmadığını ortaya koyabilmek için 2000 yılından itibaren birer yıllık periyotlarla deprem aktivitesindeki değişimler belirlenmeye çalışılmıştır. Birinci ve ikinci bölgede 2010-2014 yılları arasında meydana gelen 3 Kasım 2010 Saros Körfezi, 30 Temmuz 2013 Çanakkale, 8 Ocak 2013 ve 24 Mayıs 2014 Ege denizi depremleri öncesinde bu depremlerin episantrları civarında 2010 yılı başlarına kadar devam eden sismik durgunluk net olarak görülmektedir. Buna karşın, diğer bölgelerde 2011-2015 yılları arasında meydana gelen 22 Eylül 2011 Erzincan, 17 Eylül 2013 Muş ve



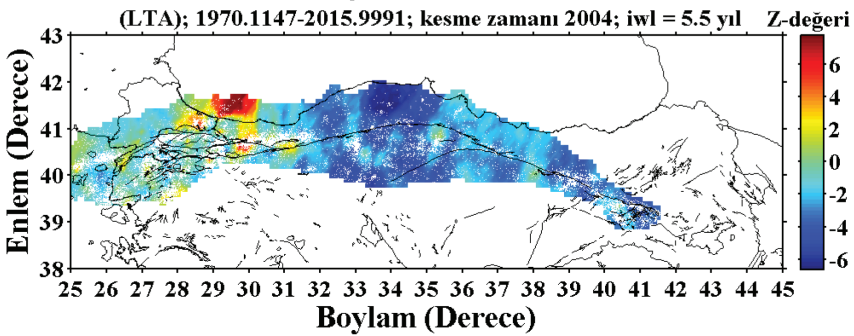
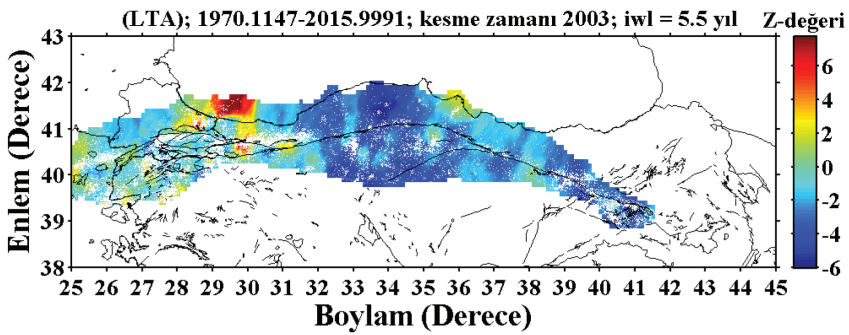
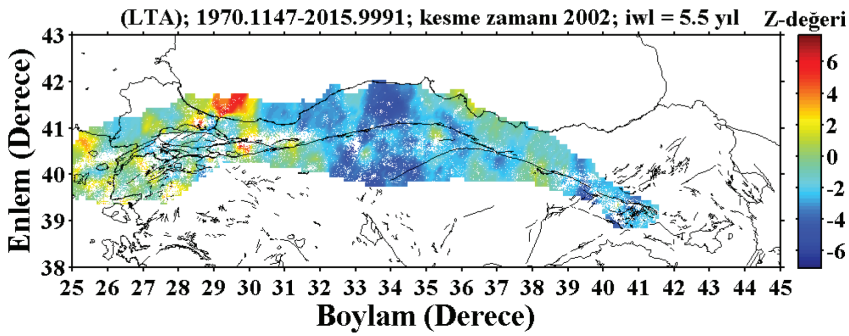
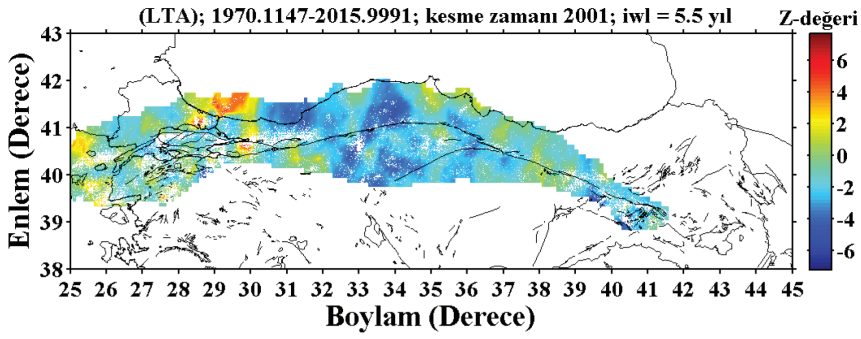
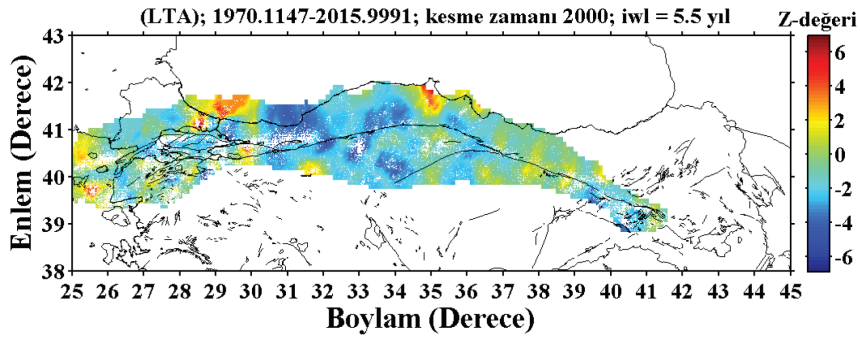
Şekil 13. 1970-2016 yılları arasında KAFZ ve civarı için  $T_w(iwl)=5.5$  yıllık bir zaman penceresi kullanılarak 2016 yılı başlangıcında tahmin edilen standart sapma Z-değerinin bölgesel değişimleri. 2016 yılı başında sismik durgunluk gözlenen bölgeler büyük harflerle gösterilmiştir. Ayrıca,  $M_s \geq 2.7$  olan kümesizleştirilmiş depremler beyaz noktalarla verilmiştir.

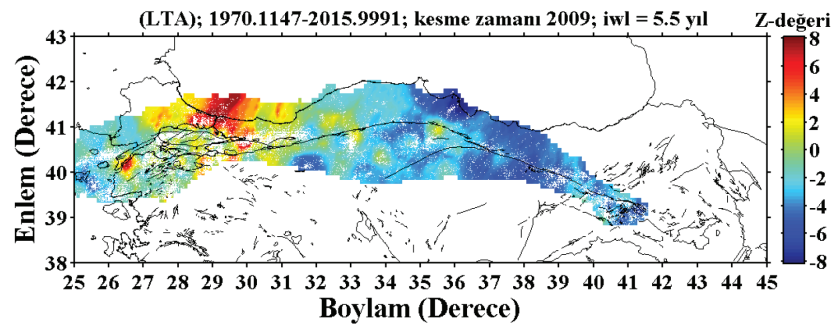
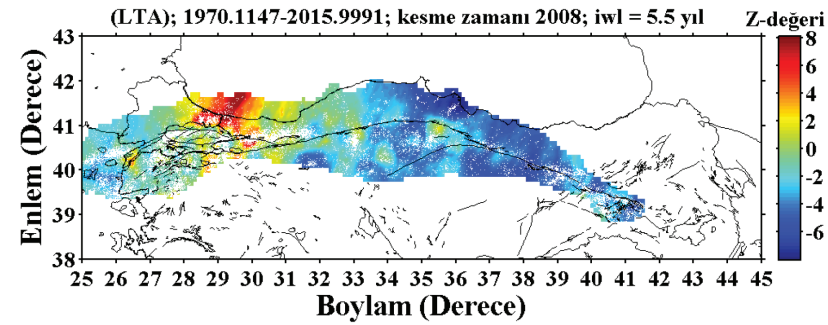
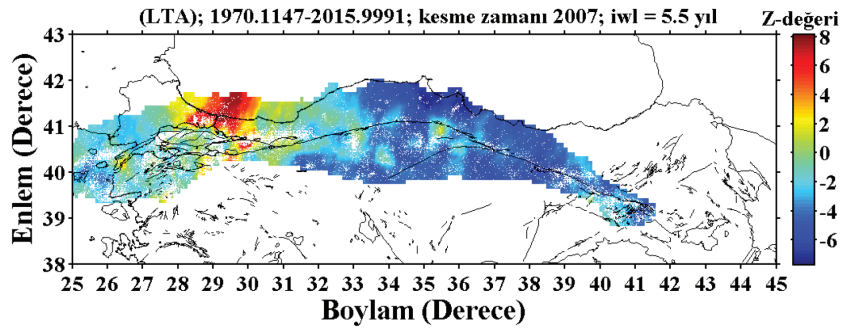
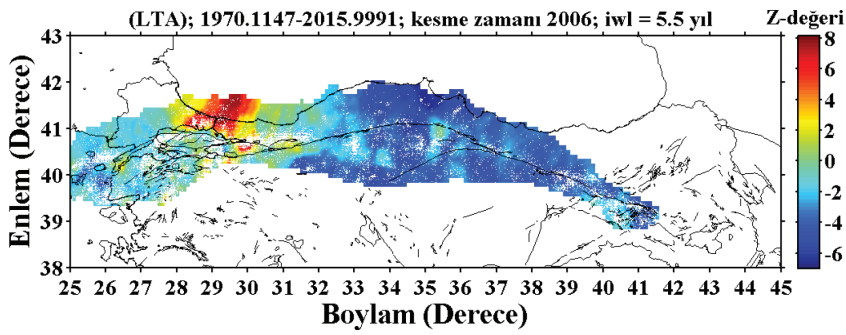
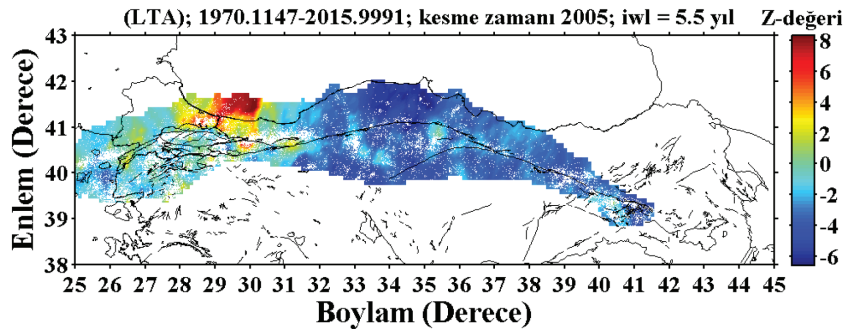
Figure 13. Regional variations of the standard deviate Z-value estimated at the beginning of 2016 with a time window  $T_w(iwl)=5.5$  years in and around the NAFZ between 1970 and 2016. The regions exhibiting seismic quiescence at the beginning of 2016 are given with the capital letters. Declustered events with  $M_s \geq 2.7$  are also shown with white colors.

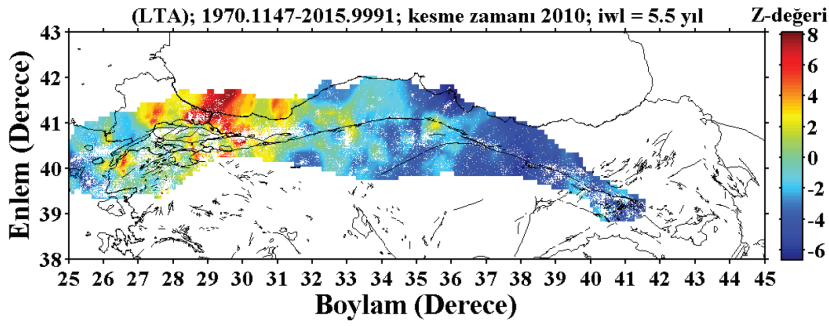
3 Aralık 2015 Bingöl deprem bölgeleri civarında belirgin durgunluk anomalileri gözlenmemiştir.

Geçmişe yönelik olarak yapılan sismik durgunluk analizlerine ek olarak,  $b$  ve  $D_c$ -değerlerinin güçlü depremlerin oluşumundan önce bu bölgelerde nasıl değiştiği ve herhangi bir anomali verip vermediğini test etmek için 2005-2015 yılları arasında veri sayısının uygun olduğu dönemlerde her bir yıl için, veri sayısının 100'den az olduğu dönemlerde ise birkaç yılı kapsayacak şekilde hesaplamalar yapılmıştır (Çizelge 3). Doğrusal olmayan zaman serileri analizlerinde ifade edildiği gibi bu tür analizler yüksek kalitede çok sayıda veriyi gerektirir. Kember ve Fowler (1992), 1000 ve 5000 nokta kullanarak ilişki integralini analiz etmişler ve veri sayısının fazla olması durumunda daha doğru sonuçların elde edildiğini ifade etmişlerdir. Bununla birlikte, ilişki boyutu küçük veri setleri için daha doğrudur (Goltz, 1998; Grassberger ve Procaccia, 1983). Ayrıca, tahmini fraktal boyut büyük ise genellikle  $D_c$  tercih edilir (Smith, 1988) ve buda  $D_c$ 'nin rölatif değeri ise daha küçük veri setleri yeterli olacaktır. Bu çalışma kapsamında Çizelge 1, 2 ve 3'te görüldüğü gibi,  $b$  ve  $D_c$ -değerinin hesabında kullanılan veri sayısı 100 ile 6378 arasında değişmektedir ve bu örnekleme sayıları, ilişki boyutunun rölatif tahmini için yeterlidir. Dolayısıyla, iyi bilinen Grassberger ve Procaccia ilişki integrali hesabı algoritması, kolay hesaplanması ve küçük veri setleri için fraktal

boyutun tahmininde en yaygın algoritma olması nedeniyle sıklıkla kullanılır (Matcharashvili vd., 2000). Çizelge 3'de görüldüğü gibi, 2010 yılından sonra güçlü depremlerin gözlendiği 1., 2., 13., 14. ve 15. bölgelerde 2005 yılından itibaren son 10 yıllık periyotta  $b$  ve  $D_c$ -değerlerinin zamanla değişimi analiz edilmiştir. Daha önce de ifade edildiği gibi, veri sayısının her bir yıllık zaman dilimi için 100'den az olduğu 1. bölgedeki 2005-2006-2007 yılları, 2. bölgedeki 2005-2006-2007, 2008-2009, 2010-2011 yılları, 13. bölgedeki 2005-2006-2007, 2008-2009-2010, 2011-2012, 2013-2014-2015 yılları, 14. bölgedeki 2005-2006-2007-2008, 2009-2010, 2013-2014 yılları ve 15. bölgedeki 2006-2007-2008, 2009-2010, 2011-2012 ve 2013-2014 yılları birlikte değerlendirilmiştir. 1. bölgede meydana gelen 2010 Saros Körfezi, 2013 Çanakkale ve 2014 Ege denizi depremlerinden önce, 2. bölgede meydana gelen 2013 Ege denizi depreminde önce, 13. bölgedeki 2011 Erzincan depreminde önce, 14. bölgedeki 2015 Bingöl depreminde önce 2013 yılına kadar ve 15. bölgedeki 2013 Muş depreminde önce  $b$ -değerlerinde azalış ve  $D_c$ -değerlerinde artış anomalileri gözlenmiştir. Dolayısıyla, bu bölgelerde güçlü bir depremin oluşumundan önce gözlenen anomaliler güvenilir karakteristikler olarak tanımlanabilir ve 2016 yılı itibarıyla gözlenen anomali bölgeleri gelecekteki olası deprem bölgeleri olarak yorumlanabilir.







Şekil 14. Kümesleştirilmiş deprem kataloğu kullanılarak 2000-2010 yılları arasındaki bir yıllık periyotlar için standart sapma Z-değerinin bölgesel değişimleri. Zaman penceresi  $T_w(iwl)$  5,5 yıl olarak alınmıştır.  $M_{\geq 2,7}$  olan kümesleştirilmiş depremler beyaz noktalarla verilmiştir.

Figure 14. Regional variations of the standard deviate Z-value for one year-period between 2000 and 2010 using the declustered catalogue. The length of time window  $T_w(iwl)$  is selected as 5.5 years. Declustered earthquakes with  $M_{\geq 2.7}$  are also shown with white colors.

Öztürk (2011), 1970-2010 yılları arasındaki deprem verisini kullanarak KAFZ'nin farklı kısımları için deprem aktivitesinin bölgesel ve zamana bağlı değişimlerini analiz edebilmek için bu çalışmada kullanılan istatistiksel parametreleri analiz etmiş ve Silivri, İzmit, Çanakkale, Düzce fayı, Amasya, Erzincan ve Bingöl'ü içine alan bölgelerin gelecek deprem potansiyeli açısından önemli olduğunu ifade etmiştir. 2010 Saros Körfezi, 2011 Erzincan, 2013 Çanakkale ve 2015 Bingöl depremleri, Öztürk (2011) tarafından öngörülen bölgeler içerisinde meydana gelmiştir. Ayrıca, Öztürk ve Bayrak (2012), Türkiye'nin doğu kısmı için 2009 yılı başındaki sismik durgunluk değişimlerini haritalamış ve Erzurum, Tunceli, Elazığ ve Bingöl ile Van Gölü'nü içine alan bölgelerde 2009 yılı başlarında depremsellik oranında bir azalmı ortaya koymuştur. 2010 Elazığ ve 2011 Van Gölü depremleri de Öztürk ve Bayrak (2012) tarafından öngörülen bölgelerde meydana gelmiştir. Dolayısıyla, bu tür anomali bölgelerinin gelecekte deprem potansiyeli açısından kullanılabilirliği literatürdeki çalışmalarla ortaya konulmuştur. Sonuç olarak, bu çalışma alanı içerisindeki güçlü depremler öncesinde gözlenen anomaliler dikkate alındığında, kullanılan veri daha günceldir ve bu çalışmadaki anomali bölgeleri sonraki deprem bölgeleri için bir ipucu olabilir.

Son yıllarda, KAFZ başta olmak üzere Türkiye'nin farklı bölgelerindeki deprem tehlikesini ortaya koymak için farklı yöntemler kullanılmış ve çok sayıda çalışma yapılmıştır (örneğin, Huang vd., 2002; Yılmaz vd., 2004; Kutoğlu ve Akçın, 2006; Lorenzo-Martin vd., 2006; Pucci vd., 2007; Kutoğlu vd., 2008; Öztürk vd., 2008; Öztürk, 2011; Öztürk ve Bayrak, 2012;

Karimi vd., 2014; Poyraz vd., 2015; Bohnhoff vd., 2016). Huang vd. (2002) yaptıkları istatistiksel çalışmada, 17 Ağustos 1999 İzmit depreminden önce ana şok episantrı civarında 1995 yılının sonunda başlayan ve Aralık 1996'ta bir minimuma düşen bir durgunluk periyodu gözlemişlerdir. Yılmaz vd. (2004), KAFZ'nin farklı kısımlarındaki deprem tehlikesini ortaya koymak için birkaç istatistiksel model kullanmışlardır. Magnitüdü 5.0'e eşit veya daha büyük bir depremin KAFZ'nin batı, orta ve doğu kısımlarında oldukça yüksek bir olasılığa sahip olduğunu ifade etmişlerdir. Kutoğlu ve Akçın (2006) ile Kutoğlu vd. (2008), İzmit ve Düzce depremlerinden sonra KAFZ'nin İsmetpaşa segmenti üzerindeki yüzey kaymasını hesaplamışlar ve İsmetpaşa segmentinin artan bir deprem riski altında olduğunu ifade etmişlerdir. Dolayısıyla, bu çalışmada İsmetpaşa segmentini içine alan bölgede yüksek Z-değerlerinin gözlenmesi bu bölge için bir deprem riski olarak yorumlanabilir. Öztürk vd. (2008), Türkiye'nin farklı bölgeleri için Gumbel I yöntemini kullanarak deprem tehlike parametrelerinin nitel bir analizini yapmışlardır. KAFZ ve civarını içerisine alan birçok bölge için 10, 25, 50 ve 100 yıllık periyotlarda verilen bir magnitüd için deprem oluşumlarının olasılığını, büyüklüğünü ve geri dönüşüm periyotlarını hesaplamışlardır. Magnitüdü 6.5'e eşit ve büyük olan depremlerin ortalama geri dönüşüm periyotları Öztürk vd. (2008) tarafından Düzce, Çankırı ve Amasya bölgeleri için  $21.13 \pm 11.36$  yıl, İzmit, Gelibolu ve Saros Körfezi bölgeleri için  $37.15 \pm 18.81$  yıl, Çanakkale ve civarı için  $53.70 \pm 27.15$  yıl, Erzincan, Tunceli ve Bingöl'ü içine alan bölgeler içinse  $29.17 \pm 14.60$  yıl olarak verilmiştir. Bu sonuçlar ile KAFZ içerisinde son

yıllarda meydana gelmiş olan 18 Mart 1953 Çanakkale, 13 Mart 1992 Erzincan, 8 Mart 1997 Amasya, 17 Ağustos 1999 İzmit, 12 Kasım 1999 Düzce, 6 Haziran 2000 Çankırı, 27 Haziran 2003 Tunceli ve 14 Mart 2005 Bingöl deprem bölgeleri dikkate alındığında, bu bölgelerde magnitüdü 6.5'e eşit ve büyük olan bir depremin ortalama oluşum zamanı 2020 yılı ve sonrası olarak öngörülebilir.

Lorenzo-Martin vd. (2006), KAFZ boyunca depremlerin elastik ve elastik olmayan tetiklenmeleri yaptıkları çalışmada, Coulomb gerilme kriterinin çalışma bölgesindeki 1999 İzmit ve Düzce depremleri için önemli sonuçlar ortaya koyduğunu fakat yalnızca elastik gerilme değişimlerinin dikkate alınması durumunda asıl gerilme artışı/yükselişlerinin önemli bir kısmının ihmal edilebileceğini ifade etmişlerdir. Marmara bölgesi için pozitif Coulomb gerilme artışı önermişler ve mevcut gerilme yüklenmesi oranının tektonik yüklenmeye nazaran visko elastik gevşemenin bir sonucu olduğunu ve bu sonucun da bu bölge için yapılacak deprem tehlikesi çalışmalarında dikkate alınması gerektiğini belirtmişlerdir. Pucci vd. (2007) yaptıkları çalışmada, yüzeydeki aktif fay oluşumunun sürekliliği veya evrimini araştırabilmek için KAFZ'nin Düzce segmentinin kabuksal yapısını ve uzun-dönem morfolojisini kıyaslamışlardır. Bu analizin segmentasyon modelleri ve gelecek deprem kırıklarının şekli için önemli bir katkı sağlayacağını ifade etmişlerdir. Ayrıca, Düzce segmentinin batı kısmını etkileyen yerel yamulmanın bir bariyer olarak davranabileceğini ve dolayısıyla da İzmit'ten Düzce segmentine kadar kırık yayılımının gecikebileceğini ve sonuçta, Düzce segmentinin doğu kısmının gelecek deprem oluşumu için olası bir bölge olabileceğini belirtmişlerdir. Karimi vd. (2014), KAFZ'de Marmara denizinin doğusunda aktif fay geometrilerini tanımlayabilmek için gerilme modeli ve uzaktan algılama teknikleri kullanmışlardır. Aktif fay geometrileri ile ilişkili olarak, elde edilen sonuçların uzun vadeli kayma transferini daha kolaylaştırması beklenmekte ve bağlantılı yapıların deprem kırık yayılımını engellemesi durumunda, mevcut modellemenin faydalı bilgiler verebileceği ifade edilmektedir. Poyraz vd. (2015), KAFZ'nin batı kısmı için mikro depremsellik ve gerilme durumu üzerine yaptıkları çalışmada, odak mekanizması çözümlerini dikkate alarak, Sakarya ve civarında oblik bir kayma karakteri gösteren bir basınç rejimi ile gerilme yüklendiğini ifade etmişlerdir. Gerilme analizleri sonuçlarına dayalı olarak maksimum birincil gerilmenin BKB-DGD yönünde, gerilmeli eksenin ise KKD-GGB

yönünde hizalandığını ortaya koymuşlardır. Bohnhoff vd. (2016) ise yaptıkları çalışmada KAFZ'nin farklı segmentleri boyunca, beklenen deprem tehlikesi için maksimum deprem magnitüdlerini belirlemeye çalışmışlardır. Magnitüdü 7.8-8.0 arasında değişen depremlerin yalnızca KAFZ'nin daha yaşlı olan doğu kısmı boyunca gözlemlendiğini ve daha uzun fay segmentlerine sahip olduğunu ortaya koymuşlardır. Elde edilen sonuçlar, Marmara-İstanbul arasında yoğunlaşmış bölgede maksimum magnitüdü depremin muhtemelen 7.5'i geçmeyeceğini göstermektedir ve bu büyük fay zonunun farklı kısımları ile ilişkili tehlike potansiyelinin tahmin edilmesinde katkılar sağlayabileceğini ortaya koymaktadır. Bu çalışmalarda elde edilen sonuçlar dikkate alındığında, KAFZ'nin farklı tüm kısımlarında gelecek deprem oluşumları için bir potansiyelin mevcut olduğu görülür ve başta gerilme dağılımı olmak üzere farklı jeofiziksel parametrelerin güncel olarak hesaplanıp bu çalışma kapsamında güncel olarak hesaplanmış olan *b*-değeri, *Dc*-değeri ve *Z*-değeri anomali bölgeleri ile karşılaştırılması önemli katkılar sağlayacaktır.

Depremlerin gelecekte olma zamanı ve olası yerlerinin doğru olarak tahmin edilip edilemeyeceği depremsellik çalışmalarının birincil ve en temel problemidir. Öncü belirtilerin varlığında bir sonraki adım, anomalilerin net olarak gelişip gelişmeyeceği ve özellikle sismik aktivitedeki bu anomalilerin doğru ve güvenilir ipuçları olarak kullanılıp kullanılmayacağını ortaya konmasıdır. Dolayısıyla bu çalışmadaki amaç, deprem tehlikesi değerlendirme haritalarına kıyasla depremlerin gelecekte olması muhtemel bölgeleri ve zamanları için ipuçları elde edebilmektir. Sonuç olarak bu çalışmada, deprem aktivitesinin bölgesel ve zamana bağlı değişimlerinin değerlendirilmesi ile KAFZ ve civarı için son yıllardaki deprem tehlike potansiyeli ortaya konmaya çalışılmıştır. Bu amaçla, gelecekte güçlü bir depremden önceki anomali bölgelerini tahmin edebilmek için, sismotektonik parametreler *b* ve *Dc*-değerleri, sismik durgunluk *Z*-değeri ve bunlar arasındaki ilişkiler hassas bir şekilde değerlendirilmiştir. Deprem kataloğu ve sismotektonik alt bölgeler daha detaylı ve anomali bölgeleri daha güncel olduğu için, önemli bir sonuç olarak, KAFZ ve civarında 2016 yılı başlangıcında gözlenen tüm bu anomali bölgelerine olası deprem tehlikesi açısından özel bir ehemmiyet verilmelidir.



## SONUÇLAR

Bu çalışmada, Kuzey Anadolu Fay Zonu ve civarı için magnitüd dağılımlarının bölgesel ve zamansal analizleri ile birlikte Gutenberg-Richter  $b$ -değeri ve fraktal boyut  $D_c$ -değeri arasındaki ilişki üzerine istatistiksel bir değerlendirme yapılmış, öncü sismik durgunluk  $Z$ -değeri kullanılarak 2016 yılı başlangıcında deprem aktivitesindeki güncel değişimler analiz edilmiştir. Bu amaçla, KAFZ ve civarındaki deprem dağılımlarının bölgesel ve zamana bağlı değişimleri haritalanmıştır. Analizler için  $25^\circ\text{K}$ - $45^\circ\text{K}$  enlemleri ve  $38^\circ\text{D}$ - $43^\circ\text{D}$  boylamları ile sınırlandırılmış alanda KAFZ'yi içine alan bölge seçilmiş ve bu bölgeye ait deprem verisi Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nden temin edilmiştir. Deprem kataloğu süre magnitudü  $M_a$  için homojen olup 11 Şubat 1970 ile 31 Aralık 2015 yılları arasındaki yaklaşık 4588 yıllık zaman periyodunda  $M_a \geq 1.0$  ve derinlik  $\leq 70$  km olan toplam 40108 depremi içermektedir. Tüm KAFZ ve civarı için 1970-2016 yılları arasında ortalama tamamlılık magnitudü değeri  $M_c=2.7$  olarak hesaplanmıştır. Standart sapma  $Z$ -değerinin bölgesel değişimlerini haritalayabilmek için gerekli olan kümesizleştirilmiş deprem verisi Reasenberg algoritması kullanılarak elde edilmiştir.  $M_a \geq 2.7$  alınarak yapılan kümesizleştirme işlemi sonucunda 20338 veri katalogdan çıkarılmış ve toplamda tüm verinin %50.7'si ayırt edilmiştir. Detaylı analizleri gerçekleştirebilmek için KAFZ ve civarı 15 farklı sismik kaynak bölgesine ayrılmıştır.  $b$ -değeri maksimum olasılık yöntemiyle,  $D_c$ -değeri ise %95 güven sınırları içerisinde doğrusal regresyon ile hesaplanmıştır.

Deprem aktivitesinde 1975 yılından sonra bir artış gözlenmekle birlikte magnitudü 5.0'dan büyük depremlerin sayısındaki önemli artışlar 1995 ve özellikle 2000 yılından sonra görülmektedir. Dolayısıyla, KAFZ ve civarı için deprensellik büyük ölçekte (veya daha küçük alanlarda) daha fazla kümelenme göstermektedir.  $b$  ve  $D_c$ -değerlerinin zamana bağlı değişimlerinden elde edilen sonuçlara göre, 2012-2013 yılları arasında  $b$ -değerlerinde bir düşüş gözlenirken  $D_c$ -değerlerinde bir artış söz konusudur ve bu önemli sismik değişim, KAFZ ve civarı için gelecekteki olası bir deprem potansiyeli olarak yorumlanabilir. Düşük  $b$ -değerleri ile yüksek  $D_c$ -değerleri ilişkili olduğu için, 1.0'dan küçük  $b$ -değerleri ile 1.85'ten büyük  $D_c$ -değerlerinin gözlemlendiği Düzce fayı civarı ve Karadeniz kıyısı, Pülümür fayı ve Erzincan civarı, Pülümür-Karlıova arası, Sancak-Uzunpınar ve Göynük fay zonları gelecek deprem potansiyeline sahip bölgeler olarak düşünülebilir.

Bu çalışmadaki temel hedeflerden bir tanesi KAFZ ve civarındaki depremler için sismotektonik parametreler  $b$  ve  $D_c$ -değerleri arasında güncel ve güvenilir bir ilişki hesaplayabilmektir. Çünkü deprem aktivitesindeki ölçek ilişkileri büyük depremlerin kısa vadede tahmin edilmesinde duyarlıdır.  $b$  ve  $D_c$ -değerleri arasındaki en güvenilir ilişkiyi hesaplayabilmek için (i)  $L_2$  Norm veya En Küçük Kareler Yöntemi, (ii)  $L_1$  Norm veya En Küçük Toplamı Mutlak Sapma, (iii) Toplam En Küçük Kareler veya Ortogonal Regresyon ve (iv) Robust Regresyon olmak üzere dört farklı regresyon yöntemi test edilmiştir. Doğrusal ilişkiler için en iyi istatistiksel ilişkiyi belirleyebilmek ve uyumun kalitesini ortaya koyabilmek için oldukça kullanışlı bir araç olarak ilişki katsayısı ( $r$ ) dikkate alınmıştır. Tüm regresyonlar için, ilişki katsayıları ile birlikte aşağıdaki doğrusal ilişkiler elde edilmiştir:

$D_c = 2.44 - 0.57 * b$ ,  $L_2$  Norm (En küçük kareler) için, ( $r=-0.95$ )

$D_c = 2.44 - 0.57 * b$ ,  $L_1$  Norm (En Küçük Toplamı Mutlak Sapma) için, ( $r=-0.95$ )

$D_c = 2.43 - 0.56 * b$ , Robust regresyon için, ( $r=-0.94$ )

$D_c = 2.46 - 0.58 * b$ , Ortogonal regresyon için, ( $r=-0.98$ )

İstatistiksel ilişkiler ve ilişki katsayıları birbirine çok yakın olmakla birlikte Ortogonal regresyon kullanılarak KAFZ ve civarı için oldukça güçlü bir negatif ilişkiye ( $r=-0.98$ ) sahip  $D_c = 2.46 - 0.58 * b$  ilişkisi daha güvenilir ve güncel bir ilişki olarak önerilmiştir. Bu negatif istatistiksel ilişki literatürde mevcut olan diğer bölgesel ilişkilerle uyumludur.

Bu çalışmanın diğer önemli hedefi ise standart sapma  $Z$ -testi kullanılarak deprensellik oran değişimlerinin bölgesel dağılımlarını haritalamaktır. Bu amaçla,  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ lik bölgesel grid aralıkları ve  $T_w=5.5$  yıllık bir zaman penceresi kullanılarak 2016 yılı başlangıcı için sismik durgunluk  $Z$ -değeri analiz edilmiştir. Çalışma alanı içerisinde başta KAFZ'nin Marmara kısmı olmak üzere Enez, Etili fayının kuzeyi, Çanakale ve Edremit, Tekirdağ-Silivri ve Marmara denizi, Karadeniz kısmı ve Yalova-İzmit civarı, Manyas fay zonuğunun kuzeyi, İznik-Gebze, Düzce fayı ve Karadeniz kıyısı, İsmetpaşa segmenti ile Laçın-Merzifon fay zonlarında sismik durgunluk anomalileri gözlenmiştir. Bununla birlikte, en düşük  $b$ -değeri ile en yüksek yüksek  $D_c$  ve  $Z$ -değerleri Düzce fayı civarı ve Karadeniz kıyılarında gözlenmiştir. KAFZ ve civarında son yıllarda büyük ve yıkıcı depremler meydana geldiği

için, bu bölgedeki gelecek deprem potansiyelinin belirlenmesini açısından bu sismotektonik parametreler arasındaki ilişkilerin değerlendirilmesi önemli ipuçları sağlayabilir. Önemli bir sonuç olarak, KAFZ ve civarında anomalilerin gözlemlendiği bölgeler deprem tehlikesi açısından dikkatli bir şekilde incelenmeli ve deprem aktivitesinin izlenerek farklı jeofiziksel parametrelerle de değerlendirilmesi önerilir.

## KATKI BELİRTME

ZMAP yazılımını sağlayan Prof. Dr. Stefan Wiemer'e (ETH, Zürich), yapıcı tavsiyelerde bulunan hakemlere ve editörlere teşekkür ederim. Bu çalışmada kullanılan deprem verisini web sayfasından temin etmemi sağlayan Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü'ne teşekkür ederim.

## KAYNAKLAR

- Acharya, H.K., 1979. Regional variations in the rupture-length magnitude relationships and their dynamical significance. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(6), 2063-2084.
- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence limits. *Bulletin Earthquake Research Institute Tokyo University*, 43, 237-239.
- Aki, K., 1981. Earthquake prediction. *American Geophysical Union*. vol 4. Washington, pp 566-574.
- Akyüz, H.S., Hartleb, R., Barka, A., Altunel, E., Sunal, G., Meyer, B., ve Armijo, R., 2002. Surface Rupture and Slip Distribution of the 12 November 1999 Düzce earthquake ( $M$  7.1), North Anatolian Fault, Bolu, Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 61-66.
- Ambraseys, N.N., ve Zátópek, S., 1969. The Mudurnu Valley, West Anatolia, Turkey, earthquake of 22 July 1967. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(2), 521-589.
- Ambraseys, N.N., ve Jackson, J.A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Mediterranean region. *Geophysics Journal International*, 133, 390-406.
- Arabasz, W. J., ve Wyss, M., 1996. Significant precursory seismic quiescence in the extensional Wasatch front region Utah. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 77, F455.
- Arabasz, W. J., ve Hill, S.J., 1996. Applying Reasenberg cluster analysis algorithm to regional earthquake catalog outside California (abstract). *Seismological Research Letters*, 67, 2, 30.
- Aydındağ, E., 2015. Kuzey Anadolu ve San Andreas Fay zonlarında aktif fay verilerinin fractal analizi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 101s.
- Barka, A., 1996. Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 5, 1238-1254.
- Barka, A., Akyuz, H.S., Altunel, E., Sunal, G., Cakir, Z., Dikbas, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., Chabalier, J.B.de., Rockwell, T., Dolan, J.R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J., ve Page, W., 2002. The Surface Rupture and Slip Distribution of the 17 August 1999 İzmit Earthquake ( $M$  7.4). North Anatolian Fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 43-60.
- Bayrak, Y., ve Öztürk, S., 2004. Spatial and temporal variations of the aftershock sequences of the 1999 İzmit and Düzce earthquake. *Earth Planets Space*, 56, 933-944.
- Bayrak, Y., Öztürk, S., Çınar, H., Kalafat, D., Tsapanos, T.M., Koravos, G.Ch., ve Leventakis, G.A., 2009. Estimating earthquake hazard parameters from instrumental data for different regions in and around Turkey. *Engineering Geology*, 10, 200-210.
- Blattberg, R.C., ve Sargent, T., 1971. Regression with non-Gaussian stable disturbances: Some sampling results. *Econometrica*, 39, 501-510.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bohnhoff, M., Martínez-Garzón, P., Bulut, F., Stierle, E., ve Ben-Zion, Y., 2016. Maximum earthquake magnitudes along different sections of the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 674, 147-165.
- Brunbaugh, D.S., ve Pinar, A., 2001. Preliminary results of study of the mechanism of the

- December 26,1939 Erzincan earthquake ( $M=7.9$ ). American Geophysical Union, Fall Meeting 2001, abstract #S52E-0690.
- Bürgmann, R., Ayhan, M.E., Fielding E.J., Wright, T.J., McClusky, S., Aktuğ, B., Demir, C., Lenk O., ve Türkezer, A., 2002. Deformation during the 12 November 1999 Düzce, Turkey, earthquakes, from GPS and InSAR data. Bulletin of the Seismological Society of America, 92, 1, 161-171.
- Cadzow, J.A., 2002. Minimum  $\ell_1$ ,  $\ell_2$  and  $\ell_\infty$  norm approximate solutions to an over determined system of linear equations. Digital Signal Processing, 12, 524-560.
- Carrol, R.J., ve Ruppert, D., 1996. The use and misuse of orthogonal regression estimation in linear errors-in-variables models. The American Statistician, 50, 1-6.
- Chouliaras, G., ve Stavrakakis, G.N., 2001. Current seismic quiescence in Greece: Implications for seismic hazard, Journal of Seismology, 5, 595-608.
- Console, R., Montuori, C., ve Murru, M., 2000. Statistical assessment of seismicity patterns in Italy: Are they precursors of subsequent events?. Journal of Seismology, 4, 435-449.
- Chen, C.C., Wang, W.C., Chang, Y.F., Wu, Y.M., ve Lee, Y.H., 2006. A correlation between the  $b$ -value and the fractal dimension from the aftershock sequence of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. Geophysical Journal International, 167, 1215-1219.
- Demirtaş, R., ve Yılmaz, R., 1996. Türkiye'nin sismotektoniği; Sismisitedeki uzun süreli değişim ve güncel sismisiteyi esas alarak deprem tahminine bir yaklaşım. T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Yayını, 91 s., Ankara.
- Dewey, J.W., 1976. Seismicity of northern Anatolia. Bulletin of the Seismological Society of America, 66(3), 843-868.
- Durio, A., ve Isaia, E.D., 2003. Parametric Regression Models by Minimum  $L_2$  Criterion. A Study on the Risks of Fire and Electric Shocks of Electronic Transformers. Developments in Applied Statistics, 19, 69-83.
- Erdik, M., Alpay, B.Y., Onur, T., Sesetyan, K., ve Birgoren, G., 1999. Assessment of earthquake hazard in Turkey and neighboring regions. Annali di Geofisica, 42, 1125-1138.
- Frohlich, C., ve Davis, S., 1993. Teleseismic  $b$ -values: Or, much ado about 1.0. Journal of Geophysical Research, 98 (B1), 631-644.
- Gardner, J.K., ve Knopoff, L., 1974. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?. Bulletin of the Seismological Society of America, 64, 1363-1367.
- Giloni, A., ve Padberg, M., 2002. Alternative methods of linear regression. Mathematical and Computer Modeling, 35, 361-374.
- Giloni, A., Simonoff, J.S., ve Sengupta, B., 2006. Robust weighted LAD regression. Computational Statistics & Data Analysis, 50, 3124-3140.
- Goltz, C., 1998. Fractal and chaotic properties of earthquakes (Lecture Notes in Earth Sciences, 77). Springer-Verlag, 178 p.
- Grassberger, P., ve Procaccia, I., 1983. Measuring the strangeness of strange attractors. Physica, 9(D), 189-208.
- Greene, W. H., 1997. Econometric Analysis. 5th edn, pp. 1026, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Grosser, H., Baumbach, M., Berckhemer, H., Baier, B., Karahan, A., Schelle, H., Krüger, F., Paulat, A., Michel, G., Demirtas, R., Gencoglu, S., ve Yılmaz, R., 1998. The Erzincan (Turkey) earthquake ( $M_s$  6.8) of March 13, 1992, and its aftershock sequence. Pure Applied Geophysics, 152, 465-505.
- Gutenberg, R., ve Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. Bulletin of the Seismological Society of America, 34, 185-188.
- Helmstetter, A., Kagan, Y.Y., ve Jackson, D.D., 2006. Comparison of short-term and time-independent earthquake forecast models for Southern California. Bulletin of the Seismological Society of America, 96, 1, 90-106.
- Heo, J.H., Kho, Y. W., Shin, H., Kim, S., ve Kim, T., 2008. Regression equations of probability plot correlation coefficient test statistics from several probability distributions. Journal of Hydrology, 355, 1-15.
- Hirata, T., 1989. Correlation between the  $b$ -value and the fractal dimension of earthquakes.

- Journal of Geophysical Research, 94, 7507-7514.
- Huang, Q., Öncel, A.O., ve Sobolev, G.A., 2002. Precursory seismicity changes associated with the  $M_w=7.4$  1999 August 17 Izmit (Turkey) earthquake. *Geophysical Journal of International*, 151, 235-242.
- Huber, P.J., 1964. Robust estimation of a location parameter. *Annals of Mathematical Statistics*, 35, 73-101.
- Huber, P.J., 1987. The place of the  $L_1$  norm in robust estimation. In: Dodge, Y. (Ed.), *Statistical Data Analysis Based on the  $L_1$  norm and Related Methods*. North-Holland, Amsterdam.
- Kagan, Y. Y., ve Knopoff, L., 1980. Spatial distribution of earthquakes; the two-point correlation function. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 303-320.
- Kagan, Y.Y., 2007. Earthquake spatial distribution: the correlation dimension. *Geophysical Journal of International*, 168, 1175-1194.
- Kalafat, D., Güneş, Y., Kara, M., Deniz, P., Kekovalı, K., Kuleli, H.S., Gulen, L., Yılmaz, M., ve Özel, N., 2007. *A Revised and Extended Earthquake Catalogue for Turkey Since 1900 ( $M \geq 4.0$ )*. Boğaziçi University Library Cataloging, ISBN 978-975-518-281-0, İstanbul (in Turkish).
- Kanamori, H., 1981. The nature of seismicity patterns before large earthquakes, in *Earthquake Prediction*, Maurice Ewing Series. IV, 1-19, American Geophysical Union, Washington D.C.
- Karimi, B., McQuarrie, N., Lin, J.-S., Harbert, W., 2014. Determining the geometry of the North Anatolian Fault East of the Marmara Sea through integrated stress modeling and remote sensing techniques. *Tectonophysics*, 623, 14-22
- Katsumata, K., ve Kasahara, M., 1999. Precursory seismic quiescence before the 1994 Kurile Earthquake ( $M_w=8.3$ ) revealed by three independent seismic catalogs. *Pure Applied Geophysics*, 155, 43-470.
- Katsumata, K., 2011. A long-term seismic quiescence started 23 years before the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake ( $M = 9.0$ ). *Earth Planets Space*, 63, 709-712.
- Kember, G., ve Fowler, A.C., 1992. Random sampling and the Grassberger-Procaccia algorithm. *Physics Letters A*, 161, 429-432.
- Ketin, İ., 1976. San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir karşılaştırma. *Türkiye Jeoloji Kurulu Bülteni*, 19, 149-154.
- Kelleher, J., ve Savino, J., 1975. Distribution of seismicity before large strike slip and thrust-type earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 80, 260-271.
- Kutoglu, H. S., ve Akcin, H., 2006. Determination of the 30-year creep trend on the Ismetpasa segment of the North Anatolian Fault using an old geodetic network. *Earth Planets Space*, 58, 937-942.
- Kutoglu, H.S., Akcin, H., Kemaldere, H., ve Gormus, K.S., 2008. Triggered creep rate on the Ismetpasa segment of the North Anatolian Fault. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 1369-1373.
- Lorenzo-Martín, F., Roth, F., ve Wang, R., 2016. Elastic and inelastic triggering of earthquakes in the North Anatolian Fault zone. *Tectonophysics*, 424, 271-289.
- Leng, L., Zhang, T., Kleinman, L., ve Zhu, W., 2007. Ordinary Least Square Regression, Orthogonal Regression, Geometric Mean Regression and their Applications in Aerosol Science, *Journal of Physics. Conference Series* 78, doi:10.1088/1742-6596/78/1/012084.
- Mandelbrot, B.B., 1982. *The fractal Geometry of Nature*. Freeman Press, San Francisco.
- Matcharashvili, T., Chelidze, T., ve Javakhishvili, Z., 2000. Nonlinear analysis of magnitude and interevent time interval sequences for earthquakes of Caucasian region. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 7, 9-19.
- Mogi, K., 1967. Earthquakes and fractures. *Tectonophysics*, 5(1), 35-55.
- Öncel, A.O., Alptekin, Ö., ve Main, I.G., 1995. Temporal variations of the fractal properties of seismicity in the western part of the North Anatolian fault zone: possible artifacts due to improvements in station coverage. *Nonlinear Processes Geophys.*, 2, 147-157.
- Öncel, A.O., Main, I.G., Alptekin, Ö., ve Cowie, P.A., 1996. Temporal variations of the fractal properties of seismicity in the north Anatolian

- fault zone between 31°E and 41°E. *Pure Applied Geophysics*, 146, 148-159.
- Öncel, A.O., ve Wilson, T.H., 2002. Space-time correlations of seismotectonic parameters: Examples from Japan and from Turkey preceding the Izmit earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 339-349.
- Öncel A.O., ve Wilson, T.H. 2004. Correlation of seismotectonic variables and GPS strain-measurements in western Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 109, (B11), B11306.
- Öncel, A.O., ve Wilson, T.H., 2007. Anomalous seismicity preceding the 1999 Izmit event, NW Turkey. *Geophysical Journal International*, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2006.03298.x.
- Özacar, A. A., Biryol, C. B., Tok, H., Gans, C. R., Zandt, G., Beck, S. L., Warren, L. M. ve Taymaz, T., 2009. Kuzey Anadolu Fayı Pasif Sismik Deneyi: İlk Bulgular. 62<sup>nd</sup> Geological Kurultai of Turkey, p. 828,13-17 April 2009, MTA-Ankara, Türkiye.
- Öztürk, S., Bayrak, Y., Çınar, H., Koravos, G.Ch., ve Tsapanos, T.M., 2008. A quantitative appraisal of earthquake hazard parameters computed from Gumbel I method for different regions in and around Turkey. *Natural Hazards* 47, 471-495.
- Öztürk, S., 2009. Deprem tehlikesi ve artçı çok olasılığı değerlendirme yöntemlerinin Türkiye'deki depremlere bir uygulaması. Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 346s.
- Öztürk, S., 2011. Characteristics of Seismic Activity in the Western, Central and Eastern Parts of the North Anatolian Fault Zone, Turkey: Temporal and Spatial Analysis. *Acta Geophysica*, 59 (2), 209-238.
- Öztürk, S., ve Bayrak, Y., 2012. Spatial variations of precursory seismic quiescence observed in recent years in the eastern part of Turkey. *Acta Geophysica*, 60 (1), 92-118.
- Öztürk, S., 2012. Statistical correlation between *b*-value and fractal dimension regarding Turkish epicentre distribution. *Earth Sciences Research Journal*, 16 (2), 103-108.
- Öztürk, S., 2014. A new empirical relation between surface wave magnitude and rupture length for Turkey earthquakes. *Earth Sciences Research Journal*, 18 (1), 15-26
- Öztürk, S., 2015. A study on the correlations between seismotectonic *b*-value and *Dc*-value, and seismic quiescence *Z*-value in the western Anatolian region of Turkey. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 108 (2), 172-184.
- Polat, O., Gok, E., ve Yılmaz, D., 2008. Earthquake hazard of the Aegean extension region (West Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 593-614.
- Poyraz, S.A., Teoman, M.U., Türkelli, N., Kahraman, M., Cambaz, D., Mutlu, A., Rost, S., Housman, G.A., Thompson, D.A., Cornwell, D., Utkucu, M., Gülen, L., 2015. New constraints on micro-seismicity and stress state in the western part of the North Anatolian Fault Zone: Observations from a dense seismic array. *Tectonophysics*, 656, 190-201.
- Pucci, S., Pantosti, D., Barchi, M.R., ve Palyvos, N., 2007. A complex seismogenic shear zone: The Düzce segment of North Anatolian Fault (Turkey). *Earth and Planetary Science Letters*, 262, 185-203.
- Reasenberg, P.A., 1985. Second-order moment of Central California Seismicity, 1969-1982. *Journal of Geophysical Research*, 90, 5479-5495.
- Reilinger, R.E., McClusky, S. C., Oral, M.B., King, W., ve Toksöz, M.N., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabian-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102, 9983-9999.
- Roy, S., Ghosh, U., Hazra, S., ve Kayal, J.R., 2011. Fractal dimension and *b*-value mapping in the Andaman-Sumatra subduction zone. *Natural Hazards*, 57, 27-37.
- Savage, W.U., 1972. Microearthquake clustering near Fairview Peak, Nevada, and in the Nevada seismic zone. *Journal of Geophysical Research*, 77, 7049-7056.
- Scholz, C.H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 399-415.
- Smith, L.A., 1988. Intrinsic limits on dimension calculations. *Physics Letters A*, 133, 283-288.

- Şaroğlu, F., Emre ,O., ve Kuşcu, I., 1992. Active fault map of Turkey. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.
- Toksöz, M. N., Shakal, A. F., ve Michael, A. J., (1979). Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian Fault Zone and seismic gaps. *Pure Applied Geophysics*, 117, 1258-1270.
- Uhrhammer, R., 1986. Characteristics of northern and southern California seismicity. *Earthquake Notes*, 57, 21.
- Utsu, T., 1971. Aftershock and earthquake statistic (III): Analyses of the distribution of earthquakes in magnitude, time and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence (1). *Journal Faculty of Science, Hokkaido University, Series VII (Geophysics)*, 3, 379-441.
- Wiemer, S., ve Wyss, M., 1994. Seismic quiescence before the Landers (M=7.5) and Big Bear (6.5) 1992 earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (3), 900-916.
- Wiemer, S., ve Katsumata, K., 1999. Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones. *Journal of Geophysical Research*, 104(B6), 13,135-13,151.
- Wiemer, S., ve Wyss, M., 2000. Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin Seismological Society of America*, 90(4), 859-869.
- Woessner, J., ve Wiemer, S., 2005. Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95 (2), 684-698.
- Wyss, M., ve Habermann, R.E., 1988. Precursory seismic quiescence, *Pure Applied Geophysics*, 126, 2-4, 319-332.
- Wyss, M., Klein, F., Nagamine, K., ve Weimer, S., 2001. Anomalously high *b*-values in the South Flank of Kilauea Hawaii: evidence for the distribution of magma below Kilauea's East Rift Zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106, 23-37.
- Wyss, M., Sobolev, G.A., ve Clippard, J.D., 2004. Seismic quiescence precursors to two M7 earthquakes on Sakhalin Island, measured by two methods. *Earth Planets Space*, 56, 725-740.
- Yılmaz, V., Erisoglu, M., ve Çelik, H.E., 2004. Probabilistic prediction of the next earthquake in the NAFZ (North Anatolian Fault Zone), Turkey. *Doğuş Üniversitesi Dergisi*, 5(2), 243-250 (in English with Turkish abstract).

# YAZIM KURALLARI

## YAYIN İLKE VE KURALLARI

YERBİLİMLERİ Dergisi'ne gönderilecek yazılar, daha önce yayımlanmamış, ayrıca eş zamanlı olarak diğer bir dergiye veya sempozyum, kongre vb. gibi etkinliklerde sunulmak üzere gönderilmemiş olmalıdır. Ayrıca, dergiye sunulacak yazıyla ilişkili diğer makalelerin içeriklerindeki çakışma, en alt düzeyde olmalı ve giriş/tartışma bölümleriyle sınırlı kalmalıdır.

Yazarlar, yazılarını hazırlarken, derginin “**Yazım Kuralları**” başlıklı ayrıntılı kılavuzundan yararlanmalıdırlar. Editörler, bu kılavuza uygun şekilde hazırlanmamış yazıları yazar(lar)ına iade edebilirler. Çok yazarlı yazılarda yazarlardan biri “Başvurulan Yazar” konumunda olmalıdır. Tüm yazarların; çalışmada yer aldığı, yazıyı onayladıkları ve yazının dergiye sunulmasını kabul ettikleri esas alınır.

Dergiye sunulan yazılar, önce Baş Editör ile Editörler tarafından incelenir. Daha sonra makalenin değerlendirilmesi, düzeltilmesi ve yayıma kabulü veya kabul edilmemesi gibi işlemlerin yürütülmesi amacıyla bir Editör, Baş Editör tarafından görevlendirilir. Yazılar, Yayın Danışma Kurulu'ndan ve/veya bu kurulun dışından seçilmiş en az iki hakeme gönderilir. Yazıları değerlendirirken hakemlerden gizlilik ilkesine uymaları istenir ve adlarının açıklanıp açıklanmaması kendilerinin tercihine bırakılır. Yazılar, hakemlerin görüşleri alındıktan sonra, ayrıca Baş Editör ve ilgili Editör tarafından da değerlendirilir. Değerlendirmenin sonucuna göre yazının yayıma kabulü veya reddi ile ilgili son karar Baş Editör tarafından verilir.

## GÖNDERİLECEK YAZILARIN NİTELİĞİ

Dergide yerbilimlerinin değişik alanlarında (jeoloji, jeofizik, madencilik ve jeomorfoloji) gerçekleştirilmiş özgün araştırmalar, yeni gelişmeler ve vaka sunumları ile ilgili yazılara yer verilmektedir. Kabul edilen başlıca yazı türleri, “Özgün Araştırma Makaleleri” ve “Teknik Notlar”dır. Fikirler, mevcut tekniklere ilişkin destekleyici çalışmalar veya ön sonuçlar Teknik Not olarak kabul edilir. Teknik Notlar, genel olarak, makalelerden daha kısa yazılar olup, bu yazılarda Öz bölümünün verilmesine gerek yoktur. Bunların yanı sıra, önceki çalışmaları veya bir konuyu eleştirel bir yaklaşımla derleyen ve o konuda bazı katkılar da sağlayan “Eleştirel Derlemeler” ile dergide yayımlanmış makalelere ilişkin “Tartışmalar” da sunulabilir. Ancak Teknik Notlarla ilgili Tartışma türü yazılara dergide yer verilmez.

## YAZILARIN GÖNDERİLMESİ

Yazılar e-posta ile gönderilir. Gönderiler “Kapak Dosyası” ve “Ana Dosya” olmak üzere iki Word dosyası halinde olmalıdır. Kapak dosyası içerisinde tüm yazarların iletişim (adres, e-posta, telefon numarası) bilgileri bulunmalıdır. Ana dosya başlık, öz, anahtar kelimeler, metnin ana gövdesi, sonuçlar, teşekkür ve referansları içeren dosyadır. Çizelgeler ve açıklamaları, şekiller dizini ve şekiller de ana dosya içinde en sonda sıralanmalıdır. Ana dosyada tüm metne satır numarası verilmelidir. Ayrıca başlığın, şekil alt yazılarının ve çizelge açıklamalarının İngilizce çevirileri de eklenmelidir (İngilizce yazılan makaleler için ise Türkçe çevirileri eklenmelidir). Ana dosya yazım kurallarına uygun şekilde düzenlenmiş olmalıdır. Dosyalar Word dosyası olarak hazırlanmalıdır.

Editörlük makalelerin kaybolmasıyla ilgili herhangi bir sorumluluk almayacağı için, yazarlar yazılarının bir kopyasını muhafaza etmelidirler.

## YAZILARIN HAZIRLANMASI (YAZIM KURALLARI)

Derginin yayın dili Türkçe ve İngilizce'dir. Yazarların ana dillerinin Türkçe olmaması durumunda, yazıların başlığı ve özeti ile çizelge ve şekillerin başlıkları Editörlükçe Türkçeye çevrilir. İngilizce sunulacak yazılarda hem İngiliz, hem de Amerikan İngilizcesi kullanılabilir. Ana dili İngilizce olmayan yazarlara, yazılarını Editörlüğe göndermeden önce, gramer ve üslup açısından, ana dili İngilizce olan bir kişiden katkı almaları özellikle önerilir.

Yazılar, genel olarak, aşağıda verilen düzen çerçevesinde hazırlanmalıdır.

- Başlık (Türkçe ve İngilizce)
- Yazar adları (koyu ve tamamı büyük harfle) ve adresleri (italik ve küçük harfle) ile başvurulacak yazarın e-posta adresi (ilk sayfanın sol alt kısmında)
- Öz (Türkçe ve İngilizce)
- Anahtar Kelimeler (Türkçe ve İngilizce)
- Giriş (amaç, kapsam ve yöntem)
- Ana metin (kullanılan yöntemler, çalışılan malzeme(ler), tanımlamalar, analizler vd.)
- “Sonuçlar ve Tartışma” veya “Tartışma ve Öneriler”
- Katkı Belirtme (gerekliyse)
- Kaynaklar
- Ekler (gerekliyse)
- Çizelgeler

- (l) Şekiller Dizini
- (m) Şekiller
- (n) Levhalar (var ise)

Metinde kullanılan değişik türde başlıklar farklı şekillerde ve tüm başlıklar sayfanın sol kenarında verilmelidir. Ana başlıklar büyük harflerle ve koyu yazılmalıdır. İkinci derece başlıklar alt başlık olarak değerlendirilmeli ve birinci ve ikinci derece alt başlıklar küçük harfle (birinci derece alt başlıklarda her kelimenin ilk harfi büyük) ve koyu, üçüncü derece alt başlıklar ise italik olmalıdır. Başlıkların önüne numara veya harf konulmamalıdır. Yazılar (öz, metin, katkı belirtme, kaynaklar, ekler ve şekiller dizini) A4 (29.7 cm x 21 cm) boyutundaki sayfaların bir yüzüne, kenarlardan en az 2.5 cm boşluk bırakılarak, 1.5 cm aralıkla ve 12 puntuyla (Arial) yazılmalı, tüm sayfalarına ve ayrıca metindeki her satıra (başlıklar dahil) numara verilmelidir.

## **ÖZ**

### **GİRİŞ**

#### **ANA BAŞLIK**

##### **Birinci Derece Alt Başlık**

##### **İkinci derece alt başlık**

##### *Üçüncü derece alt başlık*

#### **SONUÇLAR VE TARTIŞMA**

#### **KATKI BELİRTME**

#### **KAYNAKLAR**

Yazılarda SI birimleri (örneğin; kPa, MPa, kN/m<sup>3</sup>) kullanılmalıdır. Bununla birlikte, eğer istenirse, bu birimlerin diğer sistemlerdeki karşılıkları da parantez içinde verilebilir (örneğin; “İncelenen kumtaşının birim hacim ağırlığı ve tek eksenli sıkışma dayanımı sırasıyla 24 kN/m<sup>3</sup> (2.4 kg/m<sup>3</sup>) ve 60 MPa (600 kgf/cm<sup>2</sup>)’dır”).

Rakamların ondalık hanelerinin gösteriminde virgül yerine nokta kullanılmalıdır. Yazılarda semboller (örneğin  $\sum$  \_  $\sqrt$ ) kullanılmamalıdır. Bunların yerine, harflerin veya rakamların (örneğin; (a), (b),.....veya (i), (ii).....veya (1), (2).....) kullanılması önerilir. Dip notu verilmesinden kaçınılmalıdır. Özellikle reklam niteliği taşıyan yazılar kabul edilmez.

Yayıma kabul edilmesi koşuluyla, derginin yazım kurallarına uygun şekilde hazırlanmış yazılar, aşırı derecede düzeltmeye ihtiyaç gösteren yazılara göre daha kısa sürede basılır.

#### **Kapak Sayfası**

Yazıdan ayrı olarak sunulacak kapak sayfasında aşağıdaki bilgiler yer almalıdır.

- a. Yazının başlığı
- b. Yazar(lar)ın ad(lar)ı (ad ve soyadı kısaltılmadan)
- c. Tüm yazarların açık posta ve e-posta adresleri (Başvurulacak Yazar belirtilerek) ve telefon numaraları da ayrıca belirtilmelidir.

#### **Başlık ve Yazarlar**

Yazının başlığı, çalışmanın içeriğini anlaşılır şekilde yansıtmalı ve makul uzunlukta olmalıdır. Eğer yazı Türkçe hazırlanmışsa, Türkçe başlığı (koyu ve küçük harfle) İngilizce başlık (italik ve küçük harfle) izlemelidir. İngilizce hazırlanmış yazılarda ise, İngilizce başlık Türkçe başlıktan önce ve yukarıda belirtilen yazım kuralına göre verilmelidir.

## **Öz**

Öz, çalışma hakkında bilgi verici bir içerikle (çalışmanın amacı, elde edilen başlıca sonuçlar) ve 300 kelimeyi aşmayacak şekilde hazırlanmalıdır. Özde kaynaklara atıfta bulunulmamalıdır. Özler, hem Türkçe hem İngilizce olarak verilmelidir. Türkçe hazırlanmış yazılarda Öz’den sonra “Abstract” (italik) yer almalı, İngilizce yazılarda ise italik yazılmış Türkçe Öz Abstract’ı izlemelidir.

#### **Anahtar Kelimeler**

Öz ve Abstract’ın altında 7 kelimeyi aşmayacak şekilde ve yazının konusunu yansıtan anahtar kelimeler Türkçe ve İngilizce olarak verilmelidir. Anahtar kelimeler, alfabetik sırayla küçük harfle (ilk anahtar kelimenin ilk harfi büyük) yazılmalı ve aralarına virgül konmalıdır. Teknik Not ve Tartışma türü yazılarda anahtar kelimelerin verilmesine gerek yoktur.

#### **Kaynaklar**

Gerek metinde, gerekse şekil ve çizelge açıklamalarında atıfta bulunulan tüm kaynaklar, metnin sonunda “KAYNAKLAR” başlığı altında listelenmelidir. Tek veya iki yazarlı makalelerde yazarlara atıfta bulunulmalıdır (örneğin; Barka ve Cadinsky-Cade, 1988; Hudson, 1997). İki den fazla yazarlı makalelerde ilk yazarın adının yanına “vd.” (makale Türkçe yazılmış ise) veya “et al.” (makale İngilizce yazılmış ise) eki ve yazar adlarıyla yayım tarihi arasına da virgül konmalıdır (örneğin; Vendeville vd., 1995 veya Vendeville et al., 1995).

Metin içinde kaynaklara atıfta bulunurken, kaynaklar en eski tarihten başlayarak en güncel doğru tarih sırasıyla verilmeli



ve her kaynağın arasına noktalı virgül konmalıdır (örneğin; “Laboratuvar ve arazide çeşitli çalışmalar Komar ve Li (1986); Schmidt ve Gintz (1995) tarafından yapılmıştır”). Makalenin İngilizce yazılması halinde, yukarıda verilen örneklerdeki “ve” ile “vd.”nin yerine “and” ve “et al.” kullanılmalıdır.

Eğer bir kaynağa doğrudan ulaşılamıyor, ancak diğer bir kaynaktan dolayı olarak alınıyorsa, ulaşılamayan bu kaynak alıntı yapılan diğer kaynakla birlikte aşağıda belirtilen şekilde çapraz referans olarak verilmelidir: “.....Gamble (1971; Franklin ve Chandra, 1972). Sözlü ve yazılı görüşmelere de, yukarıda belirtilen örneklerle benzer şekilde, metin içinde atıfta bulunulmalı ve ayrıca Kaynaklar dizininde de yer verilmelidir (örneğin; Gerçek (2001)).

#### ***Atıfta bulunulan kaynakların “KAYNAKLAR” bölümünde sunulmasına ilişkin örnekler***

##### ***(a) Dergiler***

Barka, A.A., and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.

Yazar(lar), Tarih. Makalenin başlığı. Derginin Açık Adı, Cilt (No.), sayfa no.

##### ***(b) Bildiri Tam Metinleri ve Bildiri Özleri***

*Bildiri tam metinleri:*

Stephansson, O., 2003. Estimation of virgin state of stress and determination of final rock stress model. Proceedings of the 3rd International Symposium on Rock Stress-RS Kumamoto’03, K.Sugawara, Y.Obara and A.Sato (eds.), A.A.Balkama, Tokyo.

*Bildiri özleri:*

Bouchon, M., Toksöz, M.N., Karabulut, H., Boun, M.P., Dictrich, M., and Aktar, M., 2002. Space and times evaluation of rupture and faulting during the 1999 Gölcük, İzmit (Turkey) earthquake. 1st International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering, İTÜ, İstanbul, Abstracts, p.51.

Yazar(lar), Tarih. Bildirinin başlığı. Sempozyum veya Kongrenin Başlığı, Editör(ler)in Adı (eds.), Basımevinin Adı ve Yeri, (Cilt No, verilmişse), sayfa no.

*CD’ye yüklenmiş bildiriler:*

Aydan, Ö., Sezaki, M., and Yazar, R., 1996. The seismic characteristics of Turkish earthquakes. 11th World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico, CD Paper No. 1025.

##### ***(c) Kitaplar***

Turcotte, D.L., 1975. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.

Yazar(lar), Tarih. Kitabın Adı. Basımevinin Adı ve Yeri.

##### ***(d) Yayımlanmış Raporlar ve Tezler***

Fairhurst, C., Brown, E.T., Marsly, G., Detounay, E., Nikolaevskiy, V., Pearson, J.R.A., and Townley, L., 1998. Underground nuclear testing in French Polynesia : Stability and hydrogeology issues. Report of International Geomechanical Commission to the French Government, Vol. I and II.

Yazar(lar), Tarih. Raporun Başlığı. Kuruluşun Adı, Rapor No., Yer adı (yayımlanmamış, raporun dili).

##### ***(e) Yayımlanmamış Raporlar ve Tezler***

Deere, D.U., and Miller, R.P., 1966. Engineering classification and index properties for intact rock. Air Force Weapons Laboratory, Technical Report No. AFWL-TR-65-116, Kirtland Air Force Base, New Mexico (unpublished).

Yazar(lar), Tarih. Raporun başlığı. Kuruluşun Adı, Rapor No., Kent Adı (yayımlanmamış).

Meyer, W.H., 1977. Computer modeling of electro-magnetic prospecting methods. PhD Thesis, University of California, Berkeley, USA (yayımlanmamış).

Yazar, Tarih. Tezin başlığı. Tezin türü (Y. Lisans veya Doktora), Üniversite veya Enstitü Adı, Kent Adı (yayımlanmamış).

##### ***(f) Kişisel Görüşme:***

Gerçek, H., 2001. Kişisel görüşme. Karaelmas Üniversitesi, Maden Mühendisliği Bölümü, Zonguldak.

##### ***(g) İnternette İndirilen Bilgiler***

ERD (Earthquake Research Department of Turkey), 2005. <http://www.gov.tr>, 3 April 2005.

Kuruluş Adı, Tarih. Web adresi, web sitesine giriş tarihi.

Türkçe kaynaklar doğrudan Türkçe olarak verilmeli ve Türkçe karakterlerle yazılmalıdır. Türkçe kaynaklarla ilgili bazı örnekler aşağıda verilmiştir. Bu kaynakların başlıklarının İngilizce verilmesi veya makalenin İngilizce yazılması halinde kaynağın en sonuna parantez içinde “in Turkish” ibaresi eklenmelidir.

Gülsoy, Ö.Y., Orhan, C.E., Can, N.M. ve Bayraktar, İ., 2004. Manyetik ayırma ve flotasyonla magmatik ve metamorfik kayalardan feldispat üretimi. *Yerbilimleri*, 30, 49-61.

Doğan, R., 2003. Kırşehir Masifi kuzeyinin tektonik ve magmatik evrimi konusunda bazı düşünceler. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, 66-67.

Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972 .Yapısal Jeoloji . İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, İstanbul.

Sönmez, H., 1999. Soma linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütleli içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Yüksek Lisans Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara.

“Hazırlanmakta” veya “incelemeye sunulmuş” olan makalelere veya bildirilere atıfta bulunulmamalı ve Kaynaklar dizininde yer verilmemelidir. Çapraz referans verilmesi halinde, kaynaklar dizininde sadece orijinal kaynağın alındığı diğer kaynağın dolaylı olarak verilmesi gerekir. Aynı yazarın veya çok yazarlı yayınlarda ilk yazarın adının bulunduğu ve aynı tarihte yayımlanmış birden fazla sayıda kaynak için, kaynakların ayırt edilebilmesi açısından yayın tarihlerinin yanına “a”, “b” gibi harfler eklenmelidir (örneğin; Goodman 1988a ve 1988b).

### **Katkı Belirtine**

Katkı belirtme, kısa olmalı ve teşekkür edilecek olanlar çalışmaya en önemli katkıyı sağlayan kişilerin ve/veya kuruluşların adlarıyla sınırlandırılmalıdır. Teşekkür edilecek kişilerin açık adları unvanları belirtilmeksizin verilmeli, ayrıca bu kişilerin görevli oldukları kurum ve kuruluşların adları da eklenmelidir.

### **Eşitlikler ve Formüller**

Matematiksel semboller ve formüller el yazısıyla yazılmamalıdır. Eşitlik numaraları eşitliğin hizasında ve sağ kenarına dayandırılarak birbirini izleyen bir sırayla parantez içinde, ayrıca eşitliklerdeki sembollerin anlamı makalede ilk kez kullanıldıkları eşitliğin altında verilmelidir.

$$\tau = c + \sigma \tan \phi \quad (1)$$

Burada; t makaslama dayanımı, c kohezyon,  $\sigma$  normal gerilme ve  $\phi$  içsel sürtünme açısıdır”.

Eşitliklerde kullanılan alt ve üst indisler belirgin şekilde ve daha küçük karakterle yazılmalıdır (örneğin; Id, x2). Karekök işareti yerine parantezle birlikte üst indis olarak 0.5 kullanılmalıdır (örneğin; scmass = scs0.5). Çarpım işlemini göstermek için herhangi bir işaret kullanılmamalı, ancak gerekli durumlarda “\*” işareti tercih edilmelidir (örneğin;  $y = 5 \cdot 10^{-3}$ ). Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine “/” işareti kullanılmalıdır. Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla  $Ca^{++}$  ve  $CO_3^{--}$  yerine  $Ca^{+2}$  ve  $CO_3^{-2}$  tercih edilmelidir. Metinde eşitliklere “eşitlik (1)” şeklinde atıfta bulunulmalıdır. Gerekliyse, bilgisayar programı listeleri de net ve okunur şekilde ekte verilmelidir.

### **Çizelgeler**

Çizelgeler, başlıklarıyla birlikte (çizelge başlıkları ayrı bir sayfada liste halinde verilmemelidir), derginin sayfalarındaki baskı alanını (15.8 cm x 22.5 cm) aşmayacak şekilde hazırlanmalı, metnin sonunda her bir çizelge ayrı birer sayfada bulunacak şekilde ve birbirini izleyen sıra numaralarıyla verilmelidir. Çizelgelerin üst kısmında hem Türkçe, hem de İngilizce başlıkları bulunmalıdır. Makalenin Türkçe yazılması halinde İngilizce başlık italik harflerle Türkçe başlığın altında yer almalı, İngilizce makalelerde ise, italik yazılmış Türkçe başlık İngilizce başlıktan sonra verilmelidir. Çizelgeler, “Çizelge 1” vb. şeklinde sunulmalıdır. Metinde çizelgelere Çizelge 1 veya Çizelge 1 ve 2 (eğer birden fazla sayıda çizelgeye atıfta bulunulacaksa) şeklinde değinilmelidir. Çizelgeler, metinde kullanılan karakterlerden daha küçük (10 veya 11 punto) karakterle yazılmalı ve derginin tek (7.3 cm-Genişlik) veya çift (15.8 cm-Genişlik) kolonuna sığacak şekilde düzenlenmelidir.

Çizelgelerde düşey çizgiler kullanılmamalı, yatay çizgiler ise sadece çizelgenin alt ve üstünde, ayrıca çizelgedeki başlıklar ile bunların altında listelenen rakamları ayırmak için kullanılmalıdır (Bunun için derginin önceki sayılarına bakılması önerilir). Çizelgelerde makalenin diğer kısımlarında verilen bilgi veya sonuçların (örneğin grafikler vb.) tekrar verilmemesine özen gösterilmelidir. Her çizelge ayrı sayfalarda olacak şekilde metnin sonunda (Kaynaklar dizininden sonra) sunulmalıdır. Çizelgelerdeki kısaltma ve simgeler daha küçük karakterlerle çizelgelerin altında verilmelidir (örneğin; sc: tek eksenli sıkışma dayanımı; II: illit vd.).

### **Şekiller**

Çizim, grafik ve fotoğraf gibi tüm şekiller “Şekil” başlığı altında ve metin içinde anıldıkları sırayla numaralandırılarak verilmelidir. Şekillerin her biri JPG olarak hazırlanmalı şekil numarası yazılmalıdır. Dergi siyah-beyaz basılacağı için, yazarlar hazırlanan şekillerde bu hususu dikkate almalıdırlar. Şekil açıklamaları; Şekillerin altına yazılmamalı ve ayrı bir sayfaya konularak “Şekiller Dizini” başlığıyla verilmeli, ayrıca “Şekil 1.” olarak başlamalıdır. Çizelgeler için yukarıda belirtilen yazım kurallarına benzer şekilde, şekil başlıkları hem Türkçe, hem de İngilizce hazırlanmalıdır. Şekiller için en büyük boyut, şekil başlığını da içerecek biçimde 15.8 cm (Genişlik) x 22.5 cm (uzunluk) olmalıdır. Tüm şekillerin derginin tek veya çift kolonuna sığacak boyutlarda hazırlanması ve mümkünse daha çok tek kolona göre tasarlanması önerilir.

Özellikle haritalar, araziyle ilgili çizimler ve fotoğraflar, sayısal ölçek (1:25,000 vb.) yerine, metrik sisteme uygun çizgi ölçekle verilmelidir. Tüm haritalarda kuzey yönü gösterilmelidir. Bölgesel haritalarda, uygun olduğu takdirde, ulusal grid veya enlem/boylam değerleri verilmelidir. Harita açıklamaları, şekil başlığıyla birlikte değil, şeklin üzerinde yer almalıdır. Fotoğraflar, çizimler veya bunların birlikteliğinden oluşan şekiller (a), (b) vb. gibi gruplar halinde verilebilir. Bu tür sunumlarda (örneğin; Şekil 5a ve 5b) a, b, c vb. gibi tek bir şekle ait çizimler veya fotoğraflar ayrı sayfalarda olması yerine, gruplandırılarak aynı sayfada sunulmalıdır. Şekillerde açık gölge ve tonlarından kaçınılmalı, özellikle bilgisayar programlarından elde edilen gra-

fiklerde bu hususa dikkat edilmelidir. Gölgeleme belirgin, fotoğraflar siyah-beyaz ve iyi bir kontrasta sahip olmalıdır. Tüm şekiller, Şekil 1 veya Şekil 1 ve 2 (birden fazla şekle değiniliyorsa) gibi ve metinde anıldıkları sırayla numaralandırılmalıdır. Bir dizi fosil fotoğraflarını içeren şekiller Levha olarak değerlendirilmelidir. Levhalara ilişkin açıklamalar, hem Türkçe hem İngilizce olarak aynı sayfada verilmelidir.

#### **Ekler**

Yöntemlere (bilinen yöntemler hariç) ilişkin özel ayrıntılar veya matematiksel işlemler için makalelerde eklere yer verilebilir. Bilgisayar programı listeleri de ek olarak kabul edilir.

#### **YAYIMA KABUL EDİLEN MAKALELERİN SUNUMU**

Yazarlar, makalelerinin yayıma kabulü halinde, makalenin düzeltilmiş son kopyasını elektronik ortamda Baş Editör'e göndermelidir. Makaleler WORD ile hazırlanmalıdır. Tüm şekiller her bir şekil 300 dpi'den az olmamak koşuluyla JPG olarak ayrı sayfalarda yer almalıdır.

#### **PROVA BASKILAR**

Makalenin prova baskıları dizgi ve yazım hatalarının olup olmadığının kontrolü için Başvurulacak Yazar'a gönderilir. Prova baskılarda yapılacak düzeltmeler yazım hataları ile sınırlı olup, yazarların makaleyi kabul edilmiş son halinden farklı bir duruma getirebilecek değişiklikler ve düzeltmeler yapması kabul edilmez. Prova baskılar, yazarlar tarafından alındıktan sonra en geç üç gün içinde Baş Editör'e gönderilmelidir. Gecikmeli olarak yapılacak düzeltmelerin baskıya verilmesi garanti edilmeyeceği için, yazarların prova baskıları göndermeden çok dikkatli şekilde kontrol etmeleri önerilir.

#### **TELİF HAKLARI**

Yazar veya Başvurulacak Yazar (birden fazla yazarlı makalelerde), kendisi ve diğer yazarlar adına "Telif Hakkı Devir Formu"nu makalenin baskıya verilmesinden önce imzalamalıdır. Bu sözleşme, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi'ne yazarlar adına telif hakkı alınmış yayınlarını koruma olanağı sağlamakla birlikte, yazar(lar)ın makalenin sahibi olma haklarından vazgeçtiği anlamına gelmemektedir. Telif Hakkı Devir Formu, en kısa sürede Baş Editör'e gönderilmelidir. Bu form Baş Editör'e ulaştırılıncaya değin, makale yayına kabul edilmiş olsa bile, baskıya gönderilmez.

#### **Baş Editör**

Doç. Dr. Elif VAROL MURATÇAY

Yerbilimleri Dergisi

Adres: Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe Kampüsü, 06800 Çankaya, Ankara

E-posta: yerbilimleri@hacettepe.edu.tr

Tel: 0 312 2977744

Fax: 0 312 2992075

# INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

## STATEMENT OF EDITORIAL AND PUBLICATION POLICIES

Manuscripts submitted to YERBİLİMLERİ/Bulletin for Earth Sciences should have not been published or simultaneously submitted elsewhere. The overlap of contents between related papers should be at minimum, and normally confined to the introductory/discussion sections.

Authors should consult the Journal's "**Instructions for Contributors**" for detailed stylistic guidelines during preparation of their manuscript. Editors may return manuscripts that are grossly inconsistent with these guidelines. One individual will need to be the Corresponding Author where the submitted manuscript is multi-authored. It will be assumed that all the authors have been involved in the work, have approved the manuscript, and have agreed to its submission.

Manuscripts submitted to the Journal are initially evaluated by the Editor-in-Chief and Editors. The Editor-in-Chief then allocates the manuscript to an Associate Editor, to handle the reviewing, revision and acceptance or rejection procedures. Manuscripts are sent to at least two reviewers selected from the Editorial Advisory Board and/or external specialists. Reviewers are requested to treat the manuscript confidentially. They may choose to identify themselves or to remain anonymous. After the reviewers' comments have been received, the Editor-in-Chief and an Editor also review the papers. The Editor-in-Chief's judgment is final with regard to the review process and suitability for publication.

## TYPES OF CONTRIBUTIONS

The Journal is concerned with original research, new developments, and case studies in earth sciences (geology, geophysics, mining, and geomorphology). The two main types of contributions are "Original Research Papers" and "Technical Notes". Ideas, preliminary results and confirmations on existing techniques are suitable as Technical Notes. In general, Technical Notes are shorter than papers and do not require Abstracts. In addition, "Comprehensive Reviews" and "Discussion" of papers that have already appeared in the Journal may also be submitted. Discussions should not exceed three pages. There is no provision for the publication of Discussion of Technical Notes.

## SUBMISSION OF MANUSCRIPTS

Submissions could be sending electronically, via the internet. Submissions should be in 2 word files as "Cover Page" and "Main Document". Contact information (e.g., address, e-mail, phone number) of all authors should be in cover page. Main Document is a file that includes title, abstract, keywords, main body, conclusions, acknowledgements, references. Table and figure captions as well as figures should also be at the end of main document. Line numbers should be added in main document. Figure, table captions and title of the manuscript should also be given in English (English manuscripts should contain Turkish title, figure and table captions). Main document should be arranged according to instructions. All files should be prepared as Word documents.

Authors should remain a copy of their manuscript, since the editors cannot accept responsibility for loss of papers.

## PREPARATION OF MANUSCRIPTS

The language of the Journal is both Turkish and English. If the author(s) are residents of a non-Turkish speaking country, titles, abstracts, and captions of figures and tables are translated into Turkish by the Journal. For manuscripts submitted in English, either British or American spelling is acceptable. It is strongly recommended that authors whose native language is not English, should ask a person whose native language is English to check the grammar and style of manuscript before submission. Manuscripts should generally be structured as follows:

- (a) Title
- (b) Names of authors (bold and in capital) and their affiliations (italic and lower-case). The name and E-mail address of the corresponding author must appear at the bottom of the first page (in the left margin).
- (c) Abstract
- (d) Key words
- (e) Introduction (aim, content and methodology)
- (f) Main text (methods, material studied, descriptions, analyses etc.)
- (g) "Results and Discussion" or "Conclusions and Recommendations"
- (h) Acknowledgements (if necessary)
- (i) References
- (j) Appendices (if necessary)
- (k) Tables
- (l) List of figure captions
- (m) Figures
- (n) Plates (if any)

The various levels of headings used in the manuscript should be clearly differentiated. All headings should be in left-aligned. Major headings should be bold capitals. Secondary headings should be considered as sub-headings. Primary- and secondary-subheadings should be given in lower-case and tertiary headings in italics. Headings should not be preceded by numerals or letters. Manuscripts (abstract, main text, acknowledgments, references, appendices and figure captions) should be typed on one side of the paper (A4 size: 29.7 cm x 21 cm) with wide margins (at least 2.5 cm) and 1.5 line-spaced throughout, at a font size of 12 point (Arial) and with all pages numbered. All pages and all lines in the text (including headings) should be numbered.

## **ÖZ**

### **ABSTRACT**

### **INTRODUCTION**

### **PRIMARY HEADING**

#### **Primary Sub-Heading**

#### **Secondary sub-heading**

#### *Tertiary sub-heading.*

### **CONCLUSIONS**

### **ACKNOWLEDGEMENTS**

### **REFERENCES**

SI units (e.g. kPa, MPa, kN/m<sup>3</sup>) should be used, although corresponding metric units can be added in parentheses if desired (e.g. “The unit weight and compressive strength of the investigated sandstone are 24 kN/m<sup>3</sup> (2.4 kg/m<sup>3</sup>) and 60 MPa (600 kgf/cm<sup>2</sup>), respectively).

A dot should be used instead of a comma to show decimal fractions (e.g. 23.1). Symbols (such as  $\sum$ ,  $\sqrt{\quad}$ ) should not be used in the manuscript. Instead of these, please use letters or numbers (i.e. (a), (b), .....or (i), (ii) ..., or (1), (2)). Foot notes should be avoided especially if they contain information which could equally well be included in the text. The use of proprietary names should be avoided. Papers essentially of an advertising nature will not be accepted. In the case of acceptance for publication, concise well-prepared papers in the Journal style are likely to be published sooner than those in need of extensive editing and revision.

### **Cover Page**

A cover page, separate from the main manuscript, must include the followings:

- a. Title of the paper
- b. Name(s) of author(s) (full forenames should be given)
- c. Full postal and e-mail addresses of all authors (the corresponding author should be indicated). Phone numbers for the corresponding author should also be provided.

### **Title and Authors**

The title of the paper should unambiguously reflect its content with reasonable length. If the paper is written in Turkish, the Turkish title (in bold-face type and lower-case) should be followed by the English title (italic and lower-case). If the paper is in English, the English title should appear before the Turkish title in the style mentioned above.

### **Abstract**

The abstract not exceeding 300 words should be informative (aim of the study and main conclusive remarks). It should not contain references. The Abstract should be given in both Turkish and English. If the paper is written in Turkish, an English abstract (in italics) should follow the Turkish abstract, while a Turkish abstract (in italics) should appear after the English abstract in papers written in English.

### **Key Words**

The Abstract should include not more than 7 key words which reflect the entries the authors would like to see in an index. Key words should be given in both Turkish and English. Key words should be written in lower-case letters, separated by commas, and given in alphabetical order. For Technical Notes and Discussions, key words should not be provided.

### **References**

All references cited in the text, and in captions of figures and tables should be presented in a list of references under a heading of “REFERENCES” following the text of the manuscript. For single or dual-author papers, refer to the author(s) name(s) (without initials) and the year of publication in parentheses (e.g. Barka and Kadiansky-Cade (1988); Hudson (1990)). For publications written by more than two authors, the name of the first author should be used, followed by “et al.” and a comma should be put between the authors’ names and the year of publication (e.g. Vendeville et al., 1995). The list of references in citations should be arranged chronologically from the earliest to the most recent, and separated by semi-colons (e.g. “Several studies, including both field and laboratory experiments (Komar and Li, 1986; Schmidt and Ergenziger, 1992; Carling et al., 1992; Schmidt and

Gints, 1995) were carried out.”). If reference is not directly obtained but can be found in another reference, cross-reference should be given as follows: “.....Gamble (1971; Franklin and Chandra, 1972)”. For verbal or written personal communications, the reference should be given in the text as above (e.g. Gerçek (2001)) and also be cited in the reference list.

### **Examples of layout of references**

#### **(a) Journals**

Barka, A.A., and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7 (1), 663-684.

Author(s), Date. Title of paper. Full Name of Journal, Vol. (No), pages.

#### **(b) Proceedings and Abstracts**

##### **Proceedings:**

Stephansson, O., 2003. Estimation of virgin state of stress and determination of final rock stress model. Proceedings of the 3rd International Symposium on Rock Stress-RS Kumamoto'03, K. Sugawara, Y. Obara and A. Sato (eds.), A.A. Balkama, Tokyo.

##### **Abstracts:**

Bouchon, M., Toksöz, M.N., Karabulut, H., Boun, M.P., Dictrich, M., and Aktar, M., 2002. Space and times evaluation of rupture and faulting during the 1999 Gölcük, İzmit (Turkey) earthquake. 1st International Symposium of the Faculty of Mines (İTÜ) on Earth Sciences and Engineering, İTÜ, İstanbul, Abstracts, p.51.

Author(s), Date. Title of paper. Title of Symposium or Congress, Name of Editor(s), Name and Location of Publisher, Vol. (if any), pages

##### **Proceedings on CD:**

Aydan, Ö., Sezaki, M., and Yazar, R., 1996. The seismic characteristics of Turkish earthquakes. 11th World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico, CD Paper No. 1025..

#### **(c) Books**

Turcotte, D.L., 1975. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge.

Author(s), Date. Name of Book. Name and Location of Publisher.

#### **(d) Published Reports**

Fairhurst, C., Brown, E.T., Marsly, G., Detounay, E., Nikolaevskiy, V., Pearson, J.R.A., and Townley, L., 1998. Underground nuclear testing in French Polynesia: Stability and hydrogeology issues. Report of International Geomechanical Commission to the French Government, Vol. I and II.

Author(s), Date. Title of report. Name of Organization, Vol. (if any).

#### **(e) Unpublished Reports and Thesis**

Deere, D.U., and Miller, R.P., 1966. Engineering classification and index properties for intact rock. Air Force Weapons Laboratory, Technical Report No. AFWL-TR-65-116, Kirtland Air Force Base, New Mexico (unpublished).

Author(s), Date. Title of report. Name of Organization, Report No., Name of City (unpublished).

Meyer, W.H., 1977. Computer modeling of electro-magnetic prospecting methods. PhD Thesis, University of California, Berkeley, USA (unpublished).

Author, Date. Title of thesis. Type of Thesis (MSc or PhD), Name of University or Institution, City, Country (unpublished).

#### **(f) Personal Communications**

Gerçek, H., 2001. Personal communication. Mining Engineering Department of Karaelmas University, Zonguldak, Turkey.

#### **(g) Information Downloaded from the Internet**

ERD (Earthquake Research Department of Turkey), 2005. <http://www.gov.tr>, 3 April 2005.

Name of the Organization, Date. Web address, date of access to website.

Turkish references can also be given directly in Turkish. For such references please use Turkish characters. Some examples are given below.

Gülsoy, Ö.Y., Orhan, C.E., Can, N.M. ve Bayraktar, İ., 2004. Manyetik ayırma ve flotasyonla magmatik ve metamorfik kayalardan feldispat üretimi. *Yerbilimleri*, 30, 49-61.

Doğan, R., 2003. Kırşehir Masifi kuzeyinin tektonik ve magmatik evrimi konusunda bazı düşünceler. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, 66-67.

Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, İstanbul.

Nazik, L., Törk, K., Özel, E., Mengi, H., Aksoy, B. ve Acar, C., 1998. Kuzey ve kuzeydoğu Trakya (Kırklareli- Tekirdağ)'daki doğal mağaralar. MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No. 4384, Ankara (yayımlanmamış).

Sönmez, H., 1999. Soma linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütlesi içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Yüksek Lisans Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara (yayımlanmamış).

Papers “in preparation” or “submitted” are not valid references. In the case of cross-referencing, only the reference in which the otherwise inaccessible reference is found should appear in the list of references. For references, whose authors and dates of publication are the same, the letters “a, b,” etc. should follow the date of each reference (e.g. Goodman, 1988a and 1988b).

### Acknowledgements

Acknowledgements should be brief and confined to persons and organizations that have made significant contributions. Please use full names without titles and indicate name(s) of the organization(s) of the person(s) acknowledged.

### Mathematical Expressions

Mathematical symbols and formulae should be typed. Equation numbers should appear in parentheses at the right-hand side of the equations and be numbered consecutively. For Greek or other non-Roman letters, identify the symbol in words in the left-hand margin just below the equation the first time it is used. In addition, the meaning of symbols used in equations should be given below the equations.

$$\tau = c + \sigma \tan \theta \quad (1)$$

Where  $\tau$  is the shear strength,  $c$  is cohesion,  $\sigma$  is normal stress and,  $\theta$  is internal friction angle.”

Subscripts and superscripts should be given clearly and written in smaller character (e.g.  $I_d, x_2$ ). Instead of square-root symbol, an indice of 0.5 should be used (e.g.  $y = 5x^{0.5}$ ). For the of multiplication sign do not use any symbol, however if necessary, the symbol “\*” can be preferred (e.g.  $y=5*10^{-3}$ ). Please use “/” for division instead of a horizontal line between numerator and denominator. In the expression of chemical reactions, ions should be given as  $Ca^{2+}$  and  $CO_3^{2-}$  (not  $Ca^{++}$  and  $CO_3^{-}$ ). In the text, equations should be referred to as equation (1). Computer program listings, if appropriate, must be very clear in an Appendix.

### Tables

Tables with their titles should not exceed the printed area of the page (15.8 cm (wide) x 22.5 cm (deep)), be represented in separate pages and be numbered consecutively. Both Turkish and English titles should appear at the top of a table. If the manuscript is written in Turkish, English title in italics should follow the Turkish title. For manuscripts in English, a Turkish title should appear below the English title in italics. They should begin “Table 1.” etc. Tables should be referred to as Table 1 or Tables 1 and 2 (if more than one table is referred to). Tables can be written in a font size smaller than that of the text (10 or 11 point). Tables should be arranged to fit single column (7.3 cm wide) or double column (15.8 cm wide). No vertical rules should be used. Horizontal rules should only be used at the top and bottom of the tables, and to separate headings and numbers listed in the tables (Please check the previous issues of the Journal). Tables should not duplicate results presented elsewhere in manuscript (e.g. in graphs). Each table should be represented on an separate page and appear after the text (after references). All abbreviations and symbols must be identified with smaller character underneath the tables (e.g.  $\sigma_c$ : uniaxial compressive strength; II: Illite; etc).

### Illustrations

All illustrations, whether diagrams, charts and photographs, should be of high quality JPG format, referred to as “Figures” and be numbered consecutively as they appear in the text. The number of the figure should be given at top on the right-hand side of the paper. Illustrations should be provided in camera-ready form (grayscale), suitable for reproduction (which may include reduction) without retouching. Figure captions should be supplied on a separate sheet and should begin “Figure 1.” etc. As with the rules given for tables, figure captions should also be given both in Turkish and English. All illustrations should be given offer tables together with a list of figure captions. The maximum size of illustrations is 15.8 cm (wide) x 22.5 cm (deep) together with figure captions. It is recommended that all illustrations should be designed with the Journal’s single-column or two-column layout in mind, and where possible, illustrations should be designed for a single column. Foldout and colored illustrations are not accepted.

Illustrations, particularly maps, field sketches and photographs should have a metric bar scale rather than magnification factors. All maps should have a north mark. Regional maps may include National Grid or latitude/longitude number where appropriate. Map keys should be given on the figure, not in the figure caption.

Photographs, line drawings, or combinations may be grouped as figure parts (a), (b), etc. It is preferred that these are mounted. Letters or numerals should not be less than 1 mm after reduction. Avoid fine shading and tones, particularly from computer graphics packages. Shading should be distinct. Photographs must be black and white and sharp, and exhibit good contrast.

All illustrations must be numbered in the order in which they are referred to and discussed in the text as Figure 1 or Figures 1 and 2 (if more than one figures is referred to). Illustrations consisting of a set of fossil photographs should be given as “Plates”. The number of plates should be kept to a minimum. Explanations of plates should be given in both Turkish and English on the same page.

## **Appendices**

Appendices are encouraged for specific details of methods (except known methods) or mathematics. Computer program listings are also accepted as appendices.

## **FINAL SUBMISSION OF MANUSCRIPTS ACCEPTED FOR PUBLICATION**

On acceptance of a manuscript, authors should send the digital copy of the revised final draft to the Editor-in-Chief via e-mail. Manuscripts should be processed in WORD format. All illustrations should be sent as JPG files (not less than 300 dpi resolution) individually.

## **PROOFS**

One set of page proofs are sent to the corresponding author to be checked for typesetting/editing errors. Corrections should be restricted to typesetting errors, change or corrections that constitute departures from the article are not accepted. Proofs should be returned to the Editor-in-Chief within 3 days of receipt. Please note that the authors are urged to check their proofs carefully before return, since the inclusion of late corrections cannot be guaranteed.

## **COPYRIGHT**

The author or corresponding author on behalf of all authors (for papers with multiple authors) must sign the "Copyright Transfer" agreement before the article can be published. This transfer agreement enables the Earth Science Application and Research Center of Hacettepe University to protect the copyrighted material for the authors, but does not relinquish the authors' proprietary rights. The Copyright Transfer form should be sent to the Editor-in-Chief as soon as possible. Manuscripts accepted for publication will not be sent to print until this form is received by the Editor-in-Chief.

## **Editor-in-Chief**

Assoc. Prof. Dr. Elif VAROL MURATÇAY

Yerbilimleri Dergisi/Bulletin for Earth Sciences

Address: Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe Kampüsü, 06800 Çankaya, Ankara, Turkey

E-mail: [yerbilimleri@hacettepe.edu.tr](mailto:yerbilimleri@hacettepe.edu.tr)

Phone: +90 312 2977744

Fax: +90 312 2992075