

YERBİLİMLERİ

Bulletin for Earth Sciences

ISSN: 1301-2894

Yrd. Doç. Dr. Okan Delibaş'ın değerli anısına ithafen...
Dedicated to the memory of Asst. Prof. Dr. Okan Delibaş...



YERBİLİMLERİ

Bulletin for Earth Sciences

Cilt / Volume 37 Sayı / No 2 Ağustos / August 2016

Editörler Kurulu / Editorial Board

Baş Editör (*Editor-in-Chief*)

ELİF VAROL MURATÇAY

Editör (*Editor*)

OKAY ALTUN

OKAN DELİBAŞ

İNAN ULUSOY

Yardımcı Editör (*Assistant Editor*)

BURCU KAHRAMAN

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 Başarır (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 Kürçüoğlu (Ankara, Türkiye)
Halim Mutlu (Ankara, Türkiye)
Atike Nazik (Adana, Türkiye)
Faruk Ocakoğlu (Eskişehir, Türkiye)
Aral Okay (İstanbul, Türkiye)
Cem Saraç (Ankara, 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

Fotoğrafı Çeken : Serdar KESKİN

Okan DELİBAŞ, Deveci Siderit Yatağı (Malatya, TÜRKİYE)

Cover

Design : Yağmur İNAL EMİROĞLU

Photographed by Serdar KESKİN

Okan DELİBAŞ, Deveci Siderite Deposit (Malatya, 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): 30.09.2016

YERBİLİMLERİ

Bulletin for Earth Sciences

Cilt / Volume 37 Sayı / No 2 Ağustos / August 2016

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- 30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi (Ms=6.8) Yırtılma Özelliklerinin Telesismik Sonlu-Fay Modellemesi Yoluyla İncelenmesi/ Investigation of the Rupture Properties of the 30 October 1983 Horasan-Narman Earthquake (Ms=6.8) with Teleseismic Finite-Fault Method**
Ayşe GÜNEŞ, Hatice DURMUŞ, Murat UTKUCU65
- Mikrotremor, Çok Kanallı Yüzey Dalgaları (ÇKYD) ve Mikrogravite Yöntemleri Kullanılarak Zemin Dinamik Özelliklerinin İrdelenmesi: Karşıyaka-İzmir Örneği / Examining the Dynamic Properties of Soil by Using Microtremor, Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) and Microgravity Methods: A Case Study in Karşıyaka-İzmir**
Aykut TUNÇEL, Oya PAMUKÇU, Tolga GÖNENÇ, Mustafa AKGÜN81
- Attepe Bölgesindeki Siderit Oluşumlarının Mineralojik Özellikleri ve Jeotektonik Ortamı (Kayseri-Adana Havzası, Türkiye)/ Geotectonic Setting and Mineralogical Properties of Siderite Occurrences in Attepe Region (Kayseri-Adana Basin, Turkey)**
Serdar KESKİN, Taner ÜNLÜ93

- En Küçük Kareler Destek Vektör Makineleri (LS-SVM) Kullanarak Kaya Malzemesi Tanjant Elastisite Modülünün Tahmini / Prediction of Tangent Elasticity Modulus of Rock Material Using Least Square Support Vector Machine**
Nurcihan CERYAN 121
- Ekecikdağ Magmatik Birliği (Orta Anadolu) Granitoidlerinin Petrojenezi: Mineral Kimyası Perspektifi/ Petrogenesis of the Ekecikdağ Igneous Association (Central Anatolia): Mineral Chemistry Perspective**
Fatma TOKSOY-KÖKSAL 139
- Kömür Çevre Kayaçları Dayanım Özelliklerinin Cerchar Aşınma İndeksine Olan Etkileri / The Effects of Strength Properties of Coal Measures Rocks on Cerchar Abrasivity Index**
Olgay YARALI 179



Yrd. Doç. Dr. OKAN DELİBAŞ'ın DEĞERLİ ANISINA

Okan DELİBAŞ, 23 Eylül 1975 tarihinde Ankara'da doğmuş, 1993-1994 eğitim-öğretim yılında Jeoloji Mühendisliği bölümüne başlayarak hem çok sevdiği Jeoloji bilimine hem de Hacettepeli olmaya ilk adımını atmıştır. Başarılı bir öğrenci olarak 1999 yılında bölüm birinciliğiyle mezun olmuş ve hemen ardından yine aynı bölümde Yüksek Lisans programına başlamıştır. 1999 yılında mezun olduğu bölümde araştırma görevlisi olarak akademik hayatının temellerini atmıştır. 2002 yılında Maden Yatakları-Jeokimya anabilim dalında Yüksek Lisansını tamamlamış ve aynı anabilim dalında Doktora programına devam etmiştir. Doktorasını 2009 yılında tamamlamasını takiben Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü'ne geçmiş, bir dönem birim şefi olarak da görev yaptığı kuruma, arama jeoloğu olarak hizmet vermiştir. Bu süreç içinde 2013-2014 yılları arasında Cenevre Üniversitesi'nde doktora sonrası çalışmalar yapmıştır. 2015 yılında uzak kalmayı hiç istemediği Hacettepe Üniversitesi'ne öğretim üyesi olarak geri dönmüştür. 2016 yılında Yerbilimleri Dergisi ekibinde gönüllü olarak çalışmak üzere Editörlük görevini üstlenmiş ve dergimiz için özveriyle çalışmıştır. Bizler için çok değerli olan desteği ne yazık ki kısa sürmüştür. Jeoloji bilimine katkı sağlayacak pek çok yayını bulunan Okan DELİBAŞ, evlidir ve Balca Dora'nın babasıdır.

Bilim dünyasının çekişmeli ortamında dürüst, paylaşımcı, destekleyici, mantıklı ve yapıcı kişiliğiyle tanınan Okan DELİBAŞ, Jeoloji camiasında pek çok kişi için unutulmayacak izler bırakarak 23 Ağustos 2016 tarihinde aramızdan ayrılmıştır.

Dergimizin Ağustos/2016 sayısı kıymetli editörümüz, meslektaşımız, hocamız, arkadaşımız Okan DELİBAŞ'ın değerli anısına ithaf edilmiştir.

Ruhu şad, mekânı cennet olsun...

Yerbilimleri Dergisi Editörler Kurulu

30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi ($M_s=6.8$) Yırtılma Özelliklerinin Telesismik Sonlu-Fay Modellemesi Yoluyla İncelenmesi

Investigation of the Rupture Properties of the 30 October 1983 Horasan-Narman Earthquake ($M_s=6.8$) with Telesismic Finite-Fault Method

AYŞE GÜNEŞ^{1*}, HATİCE DURMUŞ², MURAT UTKUCU¹

¹Sakarya Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 54187 Serdivan/Sakarya

²Dumlupınar Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kütahya

Geliş (received) : 15 Ekim (October) 2015

Kabul (accepted) : 12 Temmuz (July) 2016

ÖZ

30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi ($M_s=6.8$) Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu üzerinde meydana gelmiştir. Çeşitli sismoloji kuruluşları ve araştırmacılarca yapılan önceki nokta-kaynak dalga şekli analizleri, faylanmanın KD-GB uzanımlı bir fay boyunca sol yanal doğrultu atımlı olduğunu göstermiştir. Bu çalışma, odaktan 28° ve 92° arasında episantral uzaklıklarda yer alan 17 adet GSN (Global Seismographic Network) istasyonu tarafından kaydedilmiş telesismik uzun-periyod P dalga şekilleri ve Kikuchi vd. (2003) tarafından geliştirilmiş bir sonlu-fay ters çözüm yöntemi ile sonlu-fay kayma dağılım modelinin bulunmasını amaçlamaktadır. Buna göre 45 km uzunluğunda ve 20 km genişliğinde bir model fay düzlemi, doğrultu ve eğim boyunca sırasıyla 10 ve 5 adet nokta-kaynak kullanılarak tanımlanmıştır (nokta-kaynak aralıkları eşit ve 5 km'dir). Pınar (1995) tarafından verilen kaynak parametreleri model fay düzleminin başlangıç doğrultu (231°), eğim (80°) ve kayma açısı (21°) değerleri olarak seçilmiştir. Çalışmada odak derinliği 16 km alınmasına rağmen, hem AFAD (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı) hem de ISC (International Seismological Center) tarafından hesaplanmış episantr lokasyonları, yırtılmanın hangi yöne yayıldığına verice öncellendiğini araştırmak için ters çözümlerde denenmiştir. Buna göre AFAD lokasyonunun (KD'ya tek taraflı yırtılma yayılımının), yüzey kırıkları uzanımı ve artçı deprem dağılımı gibi gözlemleri daha iyi açıklayan bir sonuç verdiği görülmüştür.

Ters çözüm sonuçları, yırtılmanın küçük bir ters faylanma bileşenli sol-yanal doğrultu atımlı faylanma ve çoğunlukla derinde olduğunu, doğrultu boyunca yan yana yerleşmiş iki pürüzün yenilmesi ile kontrol edildiğini ve 15 km GB'ya ve 30 km de KD'ya yayıldığını önermektedir. Büyük olan, GB'daki ve 20 km x 10 km yırtılma alanlı pürüz yaklaşık 3.5 m'lik en büyük kaymaya sahiptir ve yırtılması esas olarak odağın GB'sında kalmaktadır. Odağın KD'sundaki pürüz 3 m'lik en büyük kayma ile 15 km x 10 km'lik bir yırtılma alanını örtmektedir. Yırtılma modeli tüm fay boyunca normal faylanma bileşenli 0.5-1.5 m'lik bir sıç kaymayı gerektirmektedir. Bu sonuç yırtılma boyunca karşılaştırılabilir yer değiştirme genişliğinde yüzey kırıkları gözlemi ile uyumlu olmasına rağmen, normal kayma bileşeni beklenmedik olarak düşünülmüş ve uzun periyod verilerin düşük çözünürlüğü ile ilişkilendirilmiştir. Yırtılma modeli için hesaplanan sismik moment 4.4×10^{19} Nm'dir ($M_w \approx 7.0$).

Anahtar Kelimeler: Doğu Türkiye, kayma dağılımı, 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi, sonlu-fay modeli.

ABSTRACT

The October 30, 1983 Horasan-Narman earthquake ($M_s=6.8$) occurred along the Northeast Anatolian Fault Zone in Eastern Turkey. Previous point-source waveform analysis by several seismological organisations and researchers have indicated that the faulting was left-lateral strike-slip along a fault striking NE-SW. The present study aims to obtain a finite-fault slip distribution model of the earthquake using the long period telesismic P waveforms recorded at 17 GSN (Global Seismographic Network) stations with epicentral distances of between 28° and 92° from the focus by applying a finite-fault inversion methodology developed by Kikuchi et al. (2003). A model fault plane, with 45 km in length and 20 km in width, is defined using a point-source grid of 10 and 5 point-sources along the strike and dip, respectively (The point source intervals are equivalent 5 km). Though the hypocentral depth has been assigned as 16 km the epicentral locations estimated by both AFAD (Prime Ministry Disaster & Emergency Management Authority) and ISC (International Seismological Center) are tried in the inversion to investigate to which direction

* A. Güneş

e-posta: aysegunes_54@hotmail.com

the rupture propagation is preferred by the data. It has been seen that the AFAD location (a unilateral rupture propagation toward northeast) better explains the observation such as the surface rupture extends and the aftershock distribution. The source parameters given by Pinar (1995) have been selected as initial strike (231°), dip (80°) and rake (21°) values of the model fault plane.

The inversion results suggest that the rupture was left-lateral faulting with smaller thrusting component and mainly deep (deeper than 10 km), dominated by failure of two asperities located side by side along the strike and propagated 15 km to the southwest and 30 km to the northeast from the hypocenter. The larger asperity in the SW has a peak slip about 3.5 m and its rupture remains mainly southwest of the hypocentre with a rupture area of 20 km x 10 km. The asperity in northeast of the hypocenter covers a rupture area of 15 km x 10 km with a peak slip of about 3 m. The rupture model requires 0.5-1.5 m shallow slip with normal slip component all along the fault. Though this result is considered as consistent with the observation of the surface ruptures with comparable displacement amplitude along the rupture, normal slip component is unexpected and related to the low resolution of the long-period data. The total seismic moment calculated for the rupture model is 4.4×10^{19} Nm ($M_w \approx 7$).

Keywords: Eastern Turkey, slip distribution, 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake, finite-fault model.

GİRİŞ

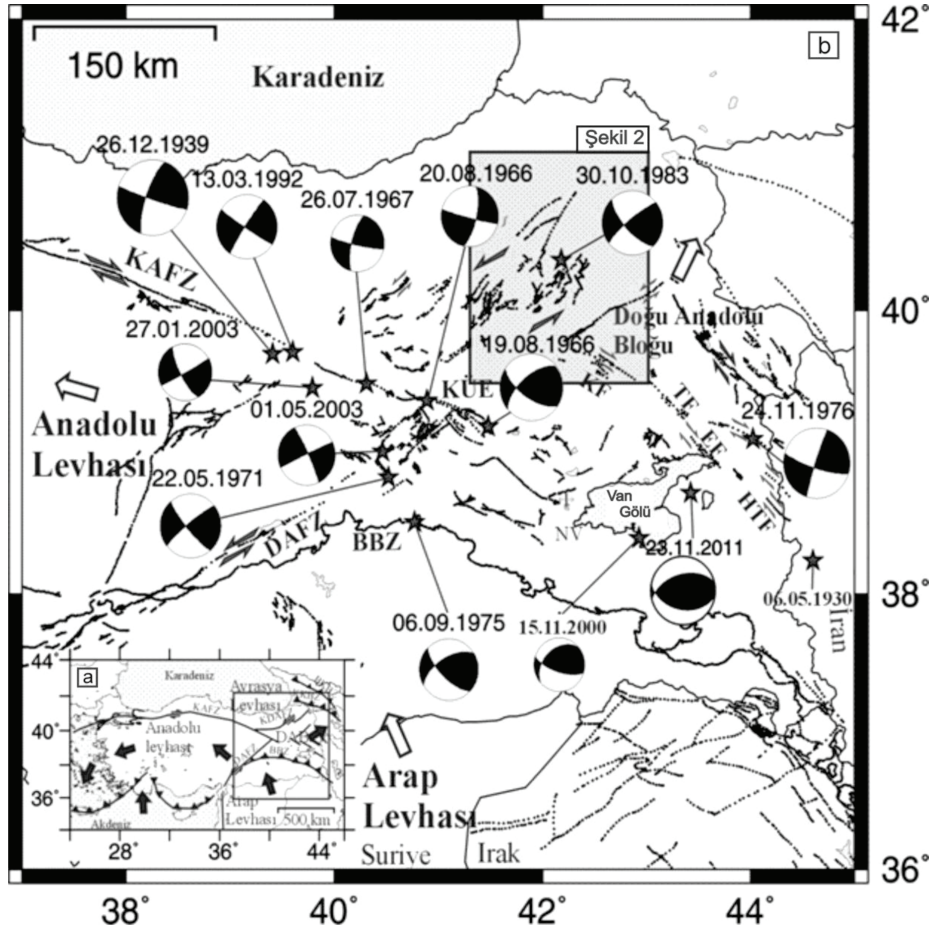
Bölgesel olarak Türkiye'nin sismotektoniği, durağan olduğu varsayılan Avrasya Levhası'na göre Arabistan ve Afrika levhalarının hareketinden etkilenmekte ve deprenselliği de bu levhaların hareketleri sonucunda oluşmaktadır (Şekil 1a) (Jackson ve McKenzie, 1984; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; McClusky vd., 2000; Reilinger vd., 2006). Önceleri, Arap Levhası'nın kuzey yönündeki hareketi ile Bitlis Bindirme Zonu (BBZ) boyunca Doğu Anadolu'da meydana gelen sıkışma sonucunda Anadolu Levhası'nın Kuzey ve Doğu Anadolu Fay Zonları (KAFZ ve DAFZ) boyunca batıya doğru hareket ettiği tezine inanılmaktaydı (Dewey vd., 1986). Ancak, Doğu Anadolu K-G yönlü bir sıkışmanın etkisi altında olsa da yakın geçmişteki jeodinamik çalışmalar (McClusky vd., 2000; Sandvol vd., 2003; Reilinger vd., 2006), Anadolu Levhası'nın batıya doğru ve gittikçe hızlanan hareketine, Girit ve Kıbrıs yayları boyunca Afrika Levhası'nın Anadolu Levhası altına diri dalımının, bu levha altındaki mantoda oluşturduğu emme kuvvetinin (slab-roll back ve trench-suction) neden olduğunu ortaya çıkarmıştır. KAFZ ve DAFZ bu batıya doğru hareketi karşılayan tektonik unsurlardır.

Bitlis Bindirme Zonu ile Küçük Kafkasya Bindirme Kuşağı arasında kalan bölge Doğu Anadolu Bloğu (DAB) olarak adlandırılmaktadır (Şekil 1a). DAB içinde yer alan KD-GB doğrultulu sol yanal ve KB-GD doğrultulu sağ yanal faylar Türkiye'nin diğer bir önemli sismotektonik özelliğini oluşturmaktadır (Şekil 1b ve 2) (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Şaroğlu vd., 1992; Koçyiğit vd., 2001). GPS hızlarının, BBZ'nun hemen kuzeyinde KB doğrultulu ve ku-

zeydoğu Türkiye'de de KD doğrultulu olmaları bu sağ yanal ve sol yanal doğrultu atımlı fayların varlığını açıklamaktadır (McClusky vd., 2000). Bu faylar, güneyde Arap Levhası'nın çarpıp sıkıştırmasından kaynaklanan deformasyonu kuzeydoğuda Küçük ve Büyük Kafkaslar deformasyon zonlarına iletmektedir (Şekil 1a). Mevcut GPS çalışmaları da bunu doğrulamaktadır (McClusky vd., 2000; Reilinger vd., 2006).

DAB içindeki bu aktif tektonik geçmişte büyük yıkımlara neden olmuş etkin bir deprenselliğe neden olmaktadır (McKenzie, 1972; Toksöz vd., 1978; Taymaz vd., 1991; Şaroğlu vd., 1992 ve Pinar, 1995) (Şekil 1b). Bu çalışmanın konusunu oluşturan 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi ($M_s=6.8$) bu yıkıcı depremlerden biridir ve DAB içinde yer alan ve yukarıda bahsedilen KD doğrultulu sol yanal Horasan-Narman Fayı (HNF) üzerinde oluşmuştur (Barka vd., 1983; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Eyidoğan vd., 1999). Bu fay, Çobandede Fay Zonu olarak da isimlendirilmiştir (Koçyiğit vd., 2001) (Şekil 2). Ayrıca bu fay zonu, Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu'nu (KDAFZ) oluşturan faylardan biridir (Şekil 1a).

KDAFZ birbirlerine paralel olarak gelişmiş KD-GB doğrultulu, sol yanal ve ters bileşenli birçok kısa fay segmentinden meydana gelen geniş bir makaslama zonu içinde yer almaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Koçyiğit vd., 2001). Düşük oranda bir ters eğim atım bileşeni olan sol yanal doğrultu atımlı bu fay, 350 km uzunluğa sahiptir ve KAFZ'na oranla daha az aktiftir. Reilinger vd. (2006), GPS verilerinden bu fay üzerinde 3 mm/yıllık sol yanal ve 0.3 mm/yıllık da ters eğim atım şeklinde kayma hızı hesaplamıştır. HNF, 130 km uzunluğunda, 4-6 km genişliğinde ve 30°-60° doğrultuludur.



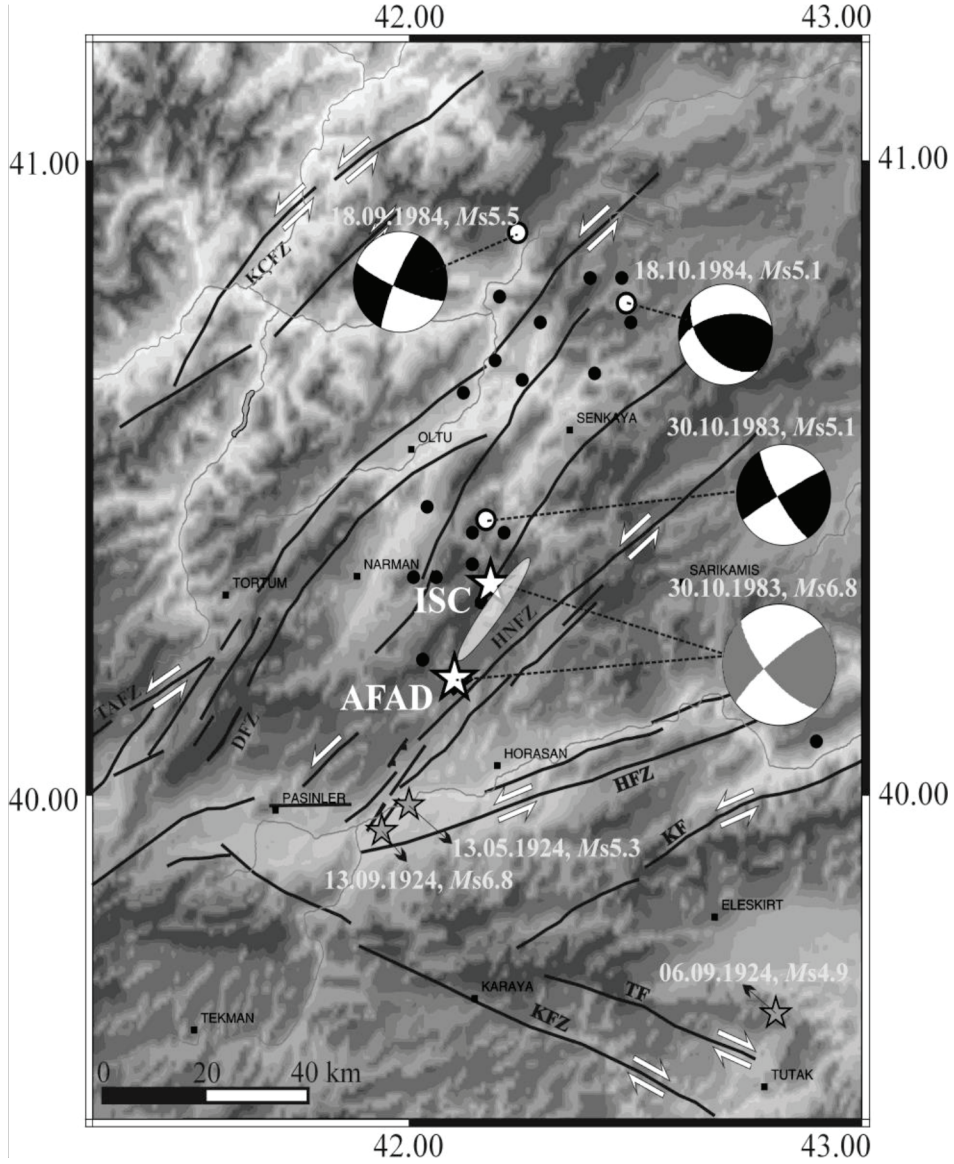
Şekil 1. a. Türkiye'nin genel tektonik özelliklerini gösteren harita (DAB: Doğu Anadolu Bloğu, KKBZ ve BKBZ: Küçük ve Büyük Kafkas Bindirme Zonları) (Barka ve Kadinsky-Cade (1988) ve Utkucu (2013)'dan derlenmiştir). b. Doğu Anadolu'da aletsel dönemde meydana gelmiş ($M_w \geq 6.0$) depremler (siyah yıldızlar) ve odak mekanizma çözümleri (siyah-beyaz daireler) gösterilmiştir. Gri boyalı dikdörtgen Şekil 2'de verilen harita alanını çevrelemektedir. (KÜE: Karlıova Üçlü Eklemleri, BBZ: Bitlis Bindirme Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, KF: Karayazı Fayı, TF: Tutak Fayı, HTF: Hasan Timur Fayı).

Figure 1. a. Major seismotectonic features of Turkey and Eastern Anatolia (compiled from Barka and Kadinsky-Cade (1988) and Utkucu (2013)). b. $M_w \geq 6.0$ earthquakes in instrumental period (black stars) and focal mechanisms (black-white balls) are shown. Gray shaded rectangle demonstrates the map area shown in Figure 2. DAB: eastern Anatolian Block; KÜE: Karlıova Triple Junction; BBZ: Bitlis Thrust Zone; DAFZ: Eastern Anatolian Fault Zone; KAFZ: North Anatolian Fault Zone; KF: Karayazı Fault; TF: Tutak Fault; HTF: Hasan Timur Fault.

HNF, aletsel dönemde magnitüdü $M_s \geq 6.0$ olan iki önemli ve yıkıcı deprem üretmiştir. Bunlardan biri fayın GB ucunda oluşan 13 Eylül 1924 Pasinler ($M_s=6.8$) depremidir (Şekil 2) (Pınar ve Lahn, 1952; Ambraseys, 1988; Eyidoğan vd., 1991; Ambraseys, 2009). Bu deprem öncesi ve sonrasında çok sayıda hasar yapıcı öncü ve artçı depremler meydana gelmiştir (Ambraseys, 1988; Eyidoğan vd., 1991). Deprem Pasinler, Sarıkamış, Karayazı ve Tekman arasında kalan bölgede 60 köyün tamamen yıkılmasına,

25000 kişinin evsiz kalmasına ve 50 can kaybına yol açmıştır (Eyidoğan vd., 1991; Gök, 1996). Hasar, özellikle Tekman, Horasan ve Sarıkamış hattı boyunca dar bir kuşakta yayılmıştır.

Bölgedeki ikinci büyük deprem ise 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremidir ve 1150 kişinin ölümüne, 1142 kişinin de yaralanmasına yol açmıştır (Ambraseys, 1988; Eyidoğan vd., 1991). Hasar gören yerleşmelerin çoğunu Horasan ve Narman ilçelerine bağlı köyler oluşturduğundan deprem 30 Ekim



Şekil 2. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin AFAD ve ISC tarafından hesaplanmış dış merkezini (beyaz yıldızlar) ve Pınar (1995) tarafından bulunan kaynak mekanizmasını (gri beyaz odak küresi) gösteren lokasyon haritası. Gri elips deprem sonrasında yüzey deformasyonlarının gözlemlendiği alana işaret etmektedir (Eyidoğan vd., 1999). Gri yıldızlar aletsel dönemde deprem kaynak bölgesi yakın civarında meydana gelen önemli büyük depremlerin dış merkezlerini (Kalafat vd., 2007) temsil etmektedir. Artçı deprem dağılımı ve en büyük artçı depremler sırasıyla siyah ve beyaz daireler ile gösterilmiştir.

Figure 2. Location map showing epicentres (white stars) of the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake estimated by AFAD and ISC and the source mechanism (grey-white ball) obtained by Pınar (1995). Grey ellipse encloses the area in which surface deformations were observed (Eyidoğan et al., 1991). Grey stars represent epicentres of significant earthquake in the vicinity of the earthquake source region (Kalafat et al., 2007). Aftershock distribution and large aftershocks are shown with black and white circles, respectively.

1983 Horasan-Narman depremi olarak adlandırılmıştır. Depremin çeşitli sismoloji kuruluşları ve araştırmacılarca belirlenen odak ve kaynak parametreleri Çizelge 1'de derlenmiştir. Aletsel episantrı, sonra-

sında gözlenen yüzey deformasyon ve kırıkları, artçı deprem lokasyonları depremin HNFF üzerindeki bir yırtılma sonucu oluştuğunu göstermektedir (Barka vd., 1983; Eyidoğan vd., 1999; Koçyiğit vd., 2001).

Deprem için bulunan kaynak mekanizma çözümleri sol yanal doğrultu atımlı ağırlıklı bir faylanmaya işaret etmektedir. Deprem meydana geldiği bölgede doğrultu atımlı faylar KD-GB yönünde uzandığından kaynak mekanizma çözümleri depremin küçük bir ters faylanma bileşeni olan sol-yanal faylanma sonucu oluştuğunu önermektedir (Çizelge 1) (Pınar, 1995; Eyidoğan vd., 1999). Bu çözüm depremin meydana geldiği düşünülen HNF'nin karakteri ile de uyumludur.

1983 Horasan-Narman depremi sonrasında Horasan-Narman arasında $K35^{\circ}-40^{\circ}D$ doğrultusunda, 12 km uzunluğunda ve 2 km genişlikte bir zon içinde yüzey kırıkları gelişmiştir (Şekil 2). Bu zon boyunca yer yer 80-100 cm'lik sol yanal ve 20-60 cm'lik düşey yer değiştirmeler rapor edilmiştir (Barka vd., 1983; Eyidoğan vd., 1999; Koçyiğit vd., 2001).

1983 Horasan-Narman depremi sonrasında çok sayıda artçı deprem meydana gelmiştir (Şekil 2) (Eyidoğan vd., 1999). En büyük artçı deprem ($M_s=5.1$), yüzey deformasyonlarının KD ucunda anaşok ile aynı gün meydana gelmiştir. Depremden yaklaşık bir yıl sonra 30-40 km KD'da, biri 18 Eylül 1984 tarihinde ($M_s=5.5$), diğeri 18 Ekim 1984 tarihinde ($M_s=5.1$) olmak üzere iki büyük deprem meydana gelmiştir.

Bu depremler, yapılan ana şok kaynaklı Coulomb gerilme analiz sonuçları ve deprem dağılımları arasındaki ilişki göz önüne alınarak artçı deprem olarak nitelendirilmiştir (Eyidoğan vd., 1999). Telesismik sismogramların ters çözümleri bu artçı depremler için baskın sol yanal faylanmayı işaret etmesine rağmen, 18 Ekim 1984 artçı depreminde ters faylanma bileşeninin sol yanal faylanma bileşeninden biraz daha fazla olduğu dikkati çekmektedir.

Bu çalışmada, 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin ($M_s=6.8$) sonlu-fay kaynak özellikleri, Kikuchi ve Kanamori (1991) ve Kikuchi vd. (2003) tarafından geliştirilmiş bir yöntem ile uzak-alan (telesismik) P dalga şekli modellemesi yapılarak belirlenmeye çalışılmıştır. Modelleme sonucu elde edilen sonlu-fay kaynak modeli 1983 Horasan-Narman depreminin faylanma özellikleri ve yırtılma heterojenitesi bağlamında irdelenmiştir.

VERİ

Çalışmada 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi sonlu-fay analizi için 17 istasyonda kaydedilmiş, düşey bileşen uzun-periyot P cisim dalga şekilleri

Çizelge 1. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin farklı sismoloji merkezlerinden elde edilen parametreleri. ISC: International Seismological Center, GCMT: Global Centroid Moment Tensor, AFAD: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, USGS-NEIC: United States Geological Survey-National Earthquake Information Center, KRDAE: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü, P95: Pınar (1995), E99: Eyidoğan vd. (1999).

Table 1. Parameters of the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake from different seismological centers. ISC: International Seismological Center, GCMT: Global Centroid Moment Tensor, AFAD: The Disaster and Emergency Management Authority of Turkey, USGS-NEIC: United States Geological Survey-National Earthquake Information Center, KRDAE: Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, P95: Pınar (1995), E99: Eyidoğan vd. (1999).

| | ISC | GCMT (HARVARD) | AFAD | USGS (NEIC) | KRDAE | P95 1.Şok | P95 Toplam | E99 |
|----------------------------|-------------|-------------------|-------|----------------|-------------|--------------|---------------|-------------|
| Orijin zamanı | 04:12:28.13 | 04:12:37.50 | - | - | 04:12:28.10 | - | - | 04:12:28.13 |
| Enlem (°) | 40.35 | 40.47 | 40.20 | 40.04 | 40.35 | - | - | 40.35 |
| Boylam(°) | 42.18 | 42.05 | 42.10 | 42.17 | 42.18 | - | - | 42.18 |
| Derinlik | 16.1 | 11.6 | 16.0 | 25.0 | 16.0 | - | - | 10.0 |
| Doğ./Eğ./K.A. (°) | - | 211/73/-17 | - | 214/87/9 | - | 223/76/44 | 231/80/21 | 215/64/7 |
| Mo (x 10 ¹⁸ Nm) | - | 8.7 | - | - | - | 8.6 | 13.69 | 8.8 |
| Mw | - | - | - | 6.5 | - | - | - | - |
| Mb | 6.0 | - | - | - | - | - | - | 6.0 |
| Ms | 6.8 | - | 6.8 | - | 6.8 | - | - | 6.8 |

kullanılmıştır (Pınar, 1995). Kullanılan telesismik istasyonların dış merkez uzaklıkları 28° - 92° arasında değişmektedir. Telesismik deprem kaynak analizlerinde dış merkez uzaklıkları 30° - 90° arasında olan istasyonlar kullanılmaktadır (Nabelek, 1984). Bu şekilde kaynakla ilişkisi bulunmayan ve yayılım yolu kaynaklı etkilerden dalga şekillerinin arındırılması amaçlanmıştır. Söz konusu dış merkez uzaklıkları, göreceli olarak homojen manto içindeki P dalgası yayılımlarına karşılık geldiğinden üst manto ve kabuk yayılımıyla çekirdek difraksiyonuna karşılık gelen etkileri içermemektedirler. Ayrıca veriler gözden geçirilerek problemler ve gürültülü istasyon kayıtları veri setinden çıkarılmış ve kalan verilerden alet tepkisi giderilmiştir.

P dalga fazlarının her bir istasyondaki varış zamanları, kullanılan episantr koordinatlarına göre Jeffreys ve Bullen zaman çizelgelerinden belirlenmiştir (Jeffreys ve Bullen, 1958). Bununla birlikte dalga şekilleri tekrar gözden geçirilerek gerek duyulan istasyonlardaki varış zamanlarında küçük modifikasyonlar yapılmıştır. Gerek duyulduğunda bu işlemin ters çözümler sonucunda, gözlenmiş-hesaplanan (yapay) dalga şekilleri karşılaştırması sırasında da yapılmıştır. Veriler 0.01 ile 0.50 Hz frekanslarında bant geçişli filtrelenmiştir. Filtreleme işlemi uzun-periyodlu drifti gidermek için yapılmıştır. Uzun periyod verileri 1 sn örnekleme aralığına sahiptir. Bu örnekleme aralığı ters çözümde korunmuştur. Ters çözümde yerdeğiştirme dalga şekilleri kullanılacağından, hız verileri integrasyonu yapılarak yerdeğiştirmeye çevrilmiştir.

Ters çözüm için seçilen kayıt uzunluğu, kaynağın geçici ve uzaysal karakterini ters çözüm sonucunda tümüyle ve doğru bir şekilde elde edebilmek için önemlidir (Hartzell ve Heaton, 1983; Mendoza ve Hartzell, 1988). Veri uzunluğu, çalışma için seçilen fay modelinin tüm uzunluğu ve genişliği boyunca tüm kayma katkılarını içerecek kadar uzun ve mümkün olduğunca deprem kaynağıyla ilişkisiz yayılım yolu etkilerini içermeyecek kadar kısa seçilmelidir. Bundan dolayı sonlu-fay ters çözümü için seçilecek kayıt uzunlukları model parametrelerine (fayın boyutlarına ve yırtılma hızına) bağlıdır. Birkaç başlangıç ters çözüm denemesinden sonra 50 sn'lik kayıt uzunluğunun kaynak özelliklerinin elde edilmesi için uygun olduğu görülmüştür.

Son olarak her bir istasyon kaydının ters çözümdeki ağırlığı çok sayıda ters çözüm denemesi sonucunda belirlenmeye çalışılmıştır.

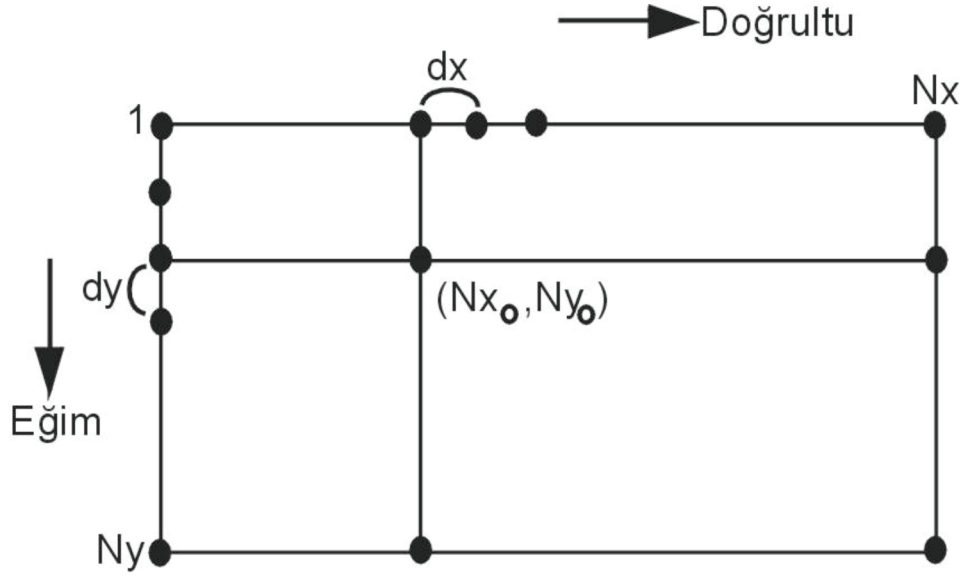
YÖNTEM

Bu çalışmada Kikuchi vd. (2003) tarafından geliştirilmiş Sonlu-Fay Ters Çözüm Metodu kullanılmış olup genel hatlarıyla Hartzell ve Heaton (1983) tarafından geliştirilmiş sonlu-fay modeline benzemektedir. Metot, fay düzlemi üzerinde bir deprem sırasında meydana gelmiş olan kaymanın büyüklüğünü konumun bir fonksiyonu olarak vermektedir. Bu yüzden metodun uygulanmasında deprem kaynağını temsil için ilk olarak sabitlenmiş doğrultu, eğim ve boyutlara sahip bir model fay düzlemi seçilmelidir. Model fay düzlemi eşit aralıklı olarak (d_x ve d_y) doğrultu ve eğim boyunca dağıtılmış $N_x \times N_y$ adet düğüm noktası ile temsil edilmektedir (Şekil 3).

Düğüm noktaları ile temsil edilen düzlemin doğrultu ve eğimi önceki odak/kaynak mekanizma çalışmalarından, uzunluğu ve genişliği ise depremin büyüklüğü, varsa artçı deprem dağılımları ve varsa önceki deprem kaynak çalışmaları dikkate alınarak belirlenir. Seçilen fay düzlemi, ters çözüm denemeleri sonrasında kayma dağılımına bakılarak büyütülür veya küçültülür. Depremin belirlenmiş odak lokasyonunun (N_{x_0} , N_{y_0}) karşılık geldiği düğüm noktası tayin edilir ve yapılacak analizlerde referans noktası olarak alınır.

Düğüm düzlemi yarı sonsuz tabakalı ortam içine referans noktasına göre oturtulur. Yapay sismogramlar, bilinmeyen parametrelerce ağırlıklandırılmış Green's fonksiyonları (Aki ve Richards, 1980; Udias, 1999) cinsinden formülize edilmektedir. Green's fonksiyonlarının hesabı için moment oranı ya da kaynak zaman fonksiyonunun tanımlanması gerekmektedir. Ancak, tek bir kaynak zaman fonksiyonu karmaşık veya çok segmentli faylanmalarla ilgili depremler için hatalı kayma dağılımları verecektir (Mendoza vd., 1994; Wald ve Heaton, 1994). Zaman penceresi yaklaşımı ile her bir düğüm noktası için bir esneklik sağlanarak bu sorunun üstesinden gelinebilmektedir. Zaman penceresi yaklaşımında her bir düğüm noktasında toplam yükselim zamanı sonrasında zaman dilimlerine ayrılmakta böylelikle karmaşık kaynak zaman fonksiyonları modellenebilmektedir.

$G_{gk_i}(t)$, j 'nci kayıttaki birim moment ve 2τ genişliğindeki (τ yükselim ve düşümlü) eşkenar üçgen moment oranı fonksiyonu ya da kaynak zaman fonksiyonu için k 'nınci doğrultudaki ($k=1,2$) kaymadan üretilmiş Green's fonksiyonu olsun (Kikuchi vd., 2003). Kaynak zaman fonksiyonunu, $h=1, \dots, Nh$ olarak numaralandırılmış Nh adet ve her biri bir öncekinden τ zamanı kadar geciktirilmiş eşkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonları ile temsil edersek, yapay sismogram;



Şekil 3. Çalışmada kullanılan telesismik sonlu-fay ters çözüm yönteminin uygulanmasında sonlu-fay deprem kaynağını temsil için seçilen nokta-kaynak düğüm parametrisasyonunun şematik gösterimi.

Figure 3. Schematic demonstration of the point source grid parameterizations for representation of the finite-fault earthquake source in application of teleseismic finite-fault inversion methodology used in the study.

$$y_j(t) = \sum_g \sum_h \sum_k D_{ghk} G_{gkj} (t - t_g - (h-1)\tau) \quad (1)$$

bağıntısı ile verilir. Burada D_{ghk} , bilinmeyen model parametrelerini ve t_g 'ninci düğümdeki fay hareketinin başlangıç zamanını temsil etmektedir.

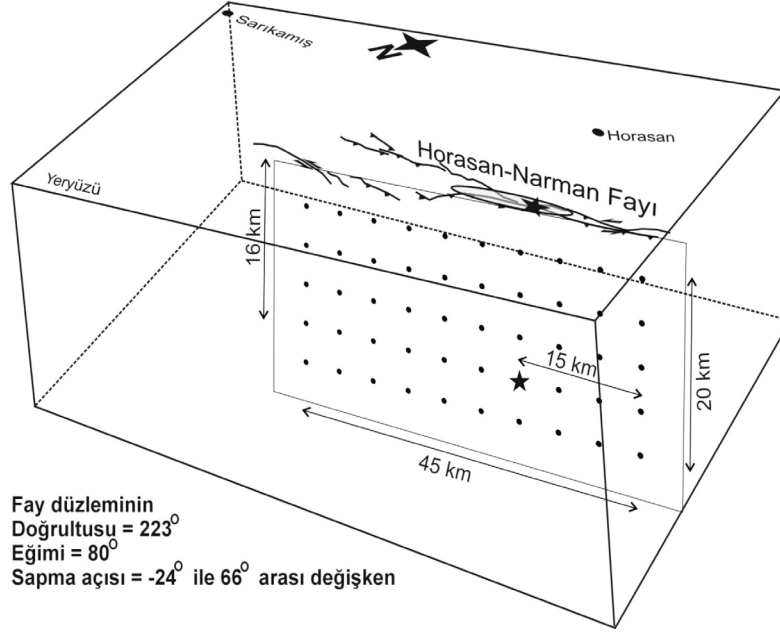
Eşitlik 1'de verilen D_{ghk} , En Küçük Kareler (EKK) yöntemi ile iki kısıtlama kullanılarak çözülür. EKK hata kriteri ise eşitlik 2'deki gibi;

$$\Delta = \sum_j \int w_j \{x_j(t) - y_j(t)\}^2 dt = \text{minimum} \quad (2)$$

bağıntısı ile verilir. $X_j(t)$, j 'nci gözlenmiş veriyi ve w_j (>0) j 'nci kayıt için göreceli ağırlık faktörünü temsil etmektedir. Kısıtlamalardan biri kayma vektörü açısının değişim aralığı ile ilişkilidir. Kayma vektörü açısının başlangıçta tanımlanan bir λ_0 kayma açısının $\pm 45^\circ$ aralığında değiştiği varsayılır. Kayma vektörü, kayma açıları $\lambda_0 + 45^\circ$ ve $\lambda_0 - 45^\circ$ olan iki bileşene ayrıştırılır ve çözüm negatif olmamaya zorlanır. Diğer sınırlama ise fay kaymasının uzaysal dağılımının düzgünleştirilmesidir (Yoshida, 1995; Yagi vd., 1999).

Deprem sonrası 12 km'lik bir yüzey kırığı gelişmesine rağmen bu yüzey kırığı uzunluğu depremin büyüklüğü düşünüldüğünde küçük kalmaktadır. Bu nedenle çalışmada 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi yırtılması, 45 km uzunluğunda ve 20 km genişliğinde büyük bir yırtılma düzlemi ile temsil edilmiştir. Seçilen yırtılma uzunluğu artçı depremlerin harita dağılımı (Eyidoğan vd., 1999) düşünüldüğünde oldukça makuldür. Model fay düzlemi, faylanma doğrultusu boyunca 10 ve faylanma eğimi boyunca 5 adet nokta kaynak, 5 km'lik eşit aralıklarla yerleştirilerek temsil edilmiştir (Şekil 4). Deprem odağı 16 km derinlikte (Çizelge 1) kabul edilerek model fay düzlemi deprem kaynak bölgesinde kabuk içine oturtulmuştur. Bu durumda en sığda yer alan nokta kaynakların derinlikleri 1 km'ye karşılık gelmektedir.

Çizelge 1'den görüleceği üzere depremin dış merkez koordinatları çeşitli sismoloji organizasyonları tarafından farklı verilmiştir. Bu nedenle, her ne kadar odak derinliği 16 km alınsa da, yırtılma başlangıcı için AFAD ve ISC dış merkez koordinatları kabulü ile birkaç ters çözüm denemesi yapılmıştır. AFAD dış merkezi model fayın GB kenarına 15 km uzaklıkta alınarak yırtılmanın KD doğrultusunda tek taraflı ilerlemesi olasılığı ters çözümde denenmiştir. ISC dış merkezi model fayın KD kenarına 15 km uzaklıkta alınarak yırtılmanın GB doğrultusunda tek taraflı ilerlemesi



Şekil 4. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin telesismik sonlu-fay modellemesinde kullanılan model parametrisasyonunun 3-boyutlu görünümü. Horasan-Narman Fayı uzanımı üzerinde çizilen gri elips yaklaşık olarak yüzey kırıklarının gözlemlendiği fay uzanımını çevrelemektedir.

Figure 4. 3-D view of the model parameterization used in the teleseismic finite-fault analysis of the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake. Grey ellipse along the Horasan-Narman fault encloses the area in which surface ruptures were observed.

olasılığı ters çözümde denenmiştir. Bununla birlikte AFAD dış merkezinin model fayın yaklaşık ortasında yer aldığı (yani iki taraflı yırtılma olasılığı) bir durum için de ters çözüm denemesi yapılmıştır. Bu şekilde veriye hangi doğrultuda yırtılma yönelimi için daha iyi uyum elde edildiği araştırılmıştır. Yapay sismogramların hesaplanmasında Çizelge 2’de verilen ve Kaypak (2008)’dan değiştirilerek alınan kabuksal hız modeli kullanılmıştır.

Fay düzleminin doğrultusu, eğimi ve kayma vektörü açıları için Pınar (1995), Eyidoğan vd. (1999), USGS-NEIC ve Harvard-GCMT tarafından verilen değerler (Çizelge 1) kullanılarak birçok ters çözüm denemeleri yapılmıştır (Çizelge 3). Bu çalışmalar, faylanma doğrultusunun 211°-231° arasında, eğiminin ise 64°-87° arasında KB’ya doğru olduğuna işaret etmektedir. Bu çözümlerde, kayma açıları 7°-44° arasında değişmesine rağmen, ters çözümlerde tanımlanan sabit bir kayma açısının $\pm 45^\circ$ aralığında değişmesine müsaade edildiği vurgulanmalıdır.

Yırtılma hızı birçok deprem için S dalga hızının %70 ile %90 arasında değişmektedir (Mendoza ve Hart-

zell, 1988). Karmaşık depremlerde sabit bir yırtılma hızı varsayımı hatalı kayma dağılımları verecektir (Mendoza vd., 1994; Wald ve Heaton, 1994). Bu nedenle zaman penceresi yaklaşımı ile her bir nokta kaynağın kaynak zaman fonksiyonu ve yırtılma zamanında bir esneklik sağlanarak bu sorunun üstesinden gelinmiştir (Kikuchi vd., 2003; Yamanaka ve Kikuchi, 2004). Çalışmada, en büyük yırtılma hızı 3 km/sn olarak tanımlanmıştır ki bu yırtılma hızı kullanılan kabuksal hız modelindeki (Çizelge 2) S dalga hızının %70 ile %90 arasında yer almaktadır. Çalışmada, 6 adet zaman penceresi kullanılmıştır. Her bir zaman penceresi içindeki moment boşalım fonksiyonu 3 sn yükselim ve düşüm zamanlı eşkenar üçgenle temsil edilmiş olup her pencere bir öncekinden 5 sn geciktirilmiştir.

TERS ÇÖZÜM SONUÇLARI

Pınar (1995), Eyidoğan vd. (1999), USGS-NEIC ve Harvard-GCMT çözümlerinin belirlediği doğrultu, eğim ve kayma açıları ile AFAD ve ISC’nin rapor ettiği odak noktaları kullanılarak birçok ters çözüm dene-

Çizelge 2. Çalışmada, 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan kabuksal hız modeli (Kaypak, 2008'den değiştirilmiştir).

Table 2. Crustal velocity model used in the finite-fault inversion of the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake in the study (adapted from Kaypak, 2008).

| Kalınlık (km) | Vp (km/sn) | Vs (km/sn) | Yoğunluk (kg/m ³) |
|---------------|------------|------------|-------------------------------|
| 7.0 | 5.5 | 3.2 | 2.7 |
| 13.0 | 6.2 | 3.6 | 2.9 |
| 10.0 | 7.0 | 4.1 | 3.0 |
| 0 | 8.0 | 4.6 | 3.1 |

Çizelge 3. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi sonlu-fay modellemesinde değişik model parametrizasyonları için yapılan ters çözüm denemeleri ve varyans değerleri.

Table 3. Inversion trials and variance values for the finite-fault inversion of the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake with various model parameterizations.

| Model | Enlem (°) | Boylam (°) | Derinlik (km) | Doğrultu (°) | Eğim (°) | Kayma (°) | Vr (km/sn) | Mo x(10 ¹⁹)Nm | Mw | Varyans | Odağın GB Kenara Uzaklığı |
|-------|-----------|------------|---------------|--------------|----------|-----------|------------|---------------------------|------|---------|---------------------------|
| IR1 | 40.20 | 42.10 | 16.0 | 223 | 76 | 44 | 3.0 | 2.85 | 6.90 | 0.4872 | 15 km |
| IR2 | 40.33 | 42.18 | 16.0 | 223 | 76 | 44 | 3.0 | 2.84 | 6.90 | 0.5048 | 35 km |
| IR3 | 40.20 | 42.10 | 16.0 | 231 | 80 | 21 | 3.0 | 4.4 | 7.03 | 0.4357 | 15 km |
| IR4 | 40.33 | 42.18 | 16.0 | 231 | 80 | 21 | 3.0 | 4.86 | 7.05 | 0.4456 | 35 km |
| IR5 | 40.20 | 42.10 | 16.0 | 214 | 87 | 9 | 3.0 | 3 | 6.92 | 0.4802 | 15 km |
| IR6 | 40.33 | 42.18 | 16.0 | 214 | 87 | 9 | 3.0 | 3.09 | 6.93 | 0.4857 | 35 km |
| IR7 | 40.20 | 42.10 | 16.0 | 211 | 73 | 17 | 3.0 | 3.60 | 6.97 | 0.5667 | 15 km |
| IR8 | 40.33 | 42.18 | 16.0 | 211 | 73 | 17 | 3.0 | 3.52 | 6.96 | 0.5828 | 35 km |
| IR9 | 40.20 | 42.10 | 16.0 | 215 | 64 | 7 | 3.0 | 5.18 | 7.08 | 0.5334 | 15 km |
| IR10 | 40.33 | 42.18 | 16.0 | 215 | 64 | 7 | 3.0 | 6.05 | 7.12 | 0.5132 | 35 km |
| IR11 | 40.20 | 42.10 | 10.0 | 231 | 80 | 21 | 3.0 | 4.13 | 7.01 | 0.4283 | 25 km |

meleri yapılmıştır. Pınar (1995) tarafından belirlenen faylanma parametreleri (doğrultu=231°, eğim=80°, kayma açısı=21°) ile AFAD tarafından verilen odak derinliği kullanılarak yapılan ters çözüm denemesi sonucunda, yırtılmanın daha çok KD doğrultusunda ilerlemesi test edilmiş ve bununla gözlenmiş verilere daha iyi bir uyum elde edilmiştir (Çizelge 3, Model IR3). Daha sonra nokta kaynaklar arasında kayma farkını düşüren düzgülleme kısıtlamasının uygun

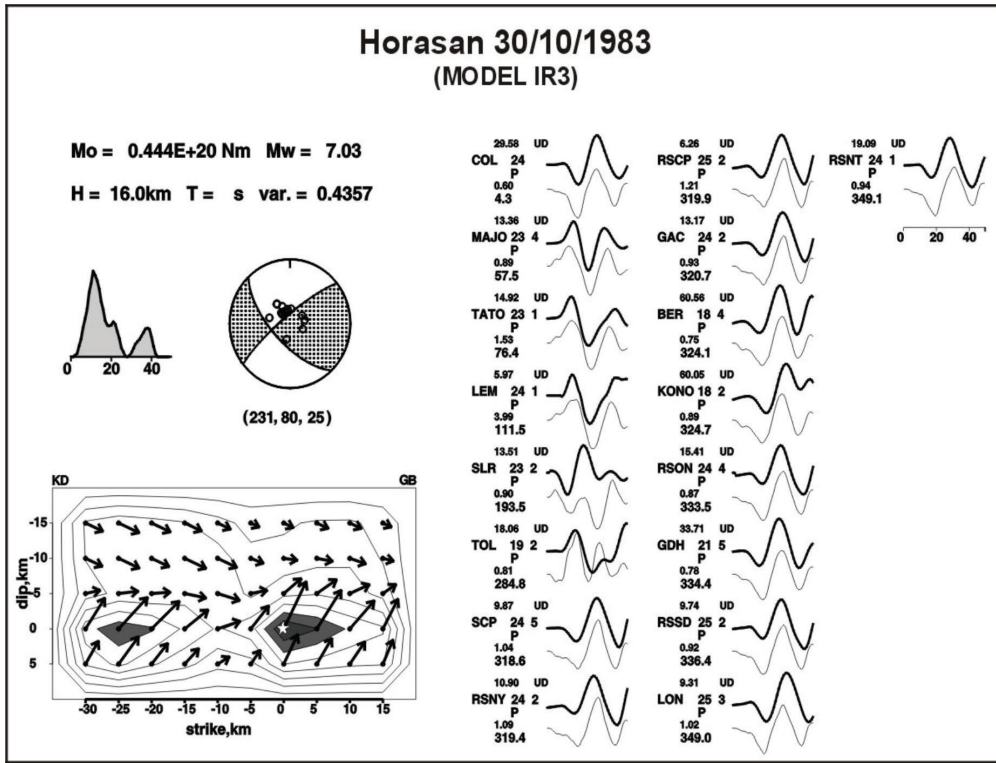
değeri, birkaç deneme sonucunda gözlenmiş-he-saplanan (yapay) sismogram uyumları gözetilerek belirlenmiştir. Model IR3 parametrizasyonu için elde edilen kayma dağılım modeli ile bu model için elde edilen yapay-gözlenmiş sismogramların karşılaştırması Şekil 5'de gösterilmiştir. ISC odak bilgisinin kullanıldığı ve yırtılmanın daha çok GB'ya ilerlediği model parametrizasyonu (Çizelge 3, Model IR4) için elde edilen kayma dağılım modeli ve gözlenmiş-ya-

pay sismogram karşılaştırması yapılacak tartışma için Şekil 6'da gösterilmiştir. Ayrıca, AFAD odağının fay düzlemi doğrultusu boyunca yaklaşık ortada ve 10 km derinlikte yerleştirildiği bir model parametrisasyonu (Çizelge 3, Model IR11) için de ters çözüm denemesi yapılmıştır. Böylelikle yırtılmanın derinliği ve iki taraflı yayılımı durumları yapılacak tartışmaya dahil edilmiştir. Model IR11 parametrisasyonu sonucunda elde edilen kayma dağılım modeli ve göz-

lenmiş-yapay sismogram karşılaştırması Şekil 7'de gösterilmiştir.

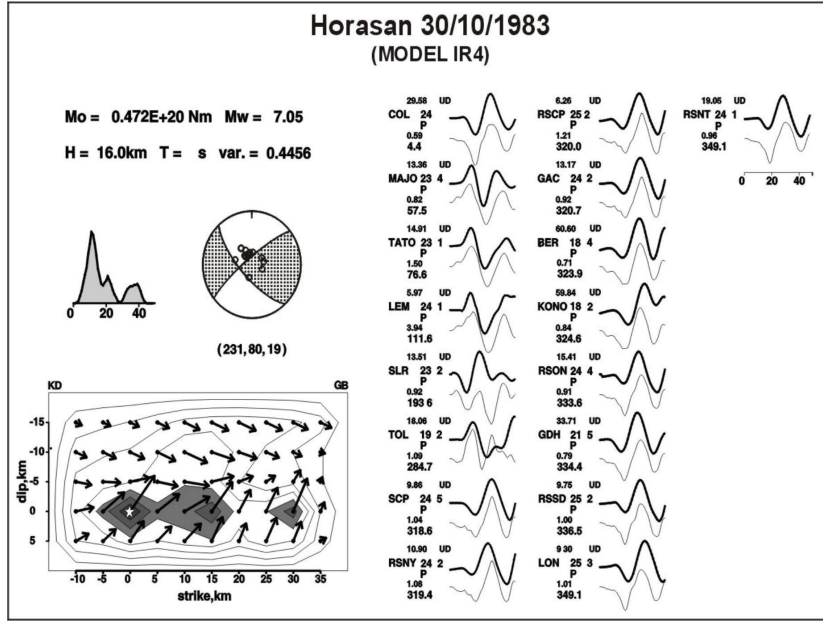
TARTIŞMA

Şekil 5 ve 6'da verilen kayma dağılım modelleri genel hatlarıyla benzer özellikler sergilemektedir. Her iki modelin de 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için çoğunlukla 10 km'den daha derinde yerleşmiş,



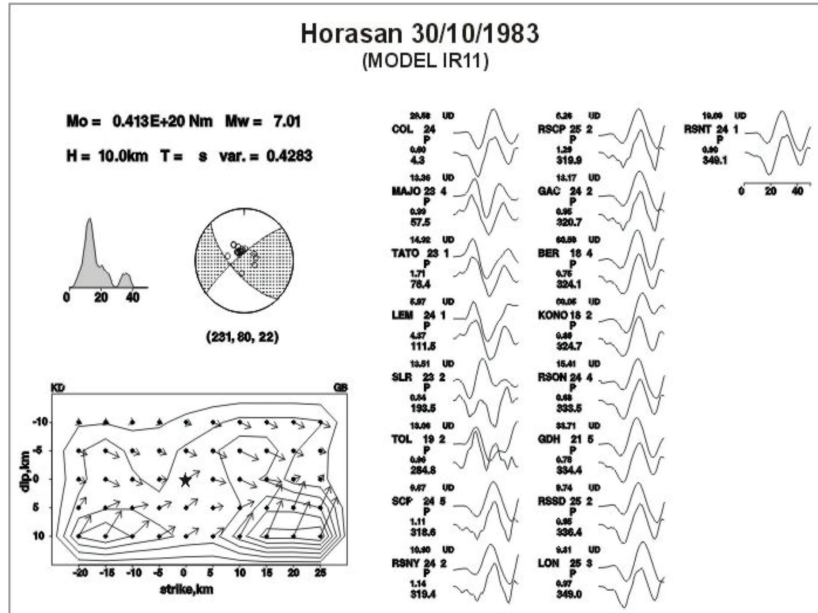
Şekil 5. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için Model IR3 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen sismik moment (M_0), varyans ($var.$), moment-boşalım fonksiyonu, kaynak mekanizma çözümü (gri beyaz odak küresi) ve sonlu-fay kayma modeli. 0.5 m'den büyük kaymalar 0.5 m aralıklarla konturlanmıştır. Vektörler tavan bloğun taban bloğa göre hareket yön ve miktarlarını göstermektedir. Referans noktası, AFAD dış merkezi olup 16 km derinlikte ve fayın güneybatı kenarına 15 km uzaklıktadır. Kayma modeli için hesaplanan uzun periyod P dalga şekilleri (ince gri çizgiler) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (kalın siyah çizgiler) karşılaştırılması sağda gösterilmiştir. İstasyon adları altındaki küçük rakamlar pikten pike genlik oranlarını, en alttaki rakamlar istasyon azimutlarını göstermektedir. İstasyon adlarının yanındaki rakamlar ise mikron cinsinden gözlenmiş yer hareketini temsil etmektedir.

Figure 5. Seismic moment (M_0), variance ($var.$), moment-rate function, source mechanism solution (grey-white focal sphere) and finite-fault slip model resulting from Model IR3 inversion trial for the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake. Slips larger than 0.5 m are contoured with interval of 0.5 m. Vectors indicate direction and amount of motion of hanging wall relative to the foot wall. Reference point is AFAD epicentre corresponding 16 km depth and it is 15 km away from the SW edge of the fault. Comparison of the long-period P waveforms estimated for the slip model (thin grey lines) with observed waveforms (thick black lines) are shown in the right. Small numbers under the station names are peak-to-peak amplitude ratios and large numbers are station azimuths. Numbers adjacent to the station names represent observed ground motions in microns.



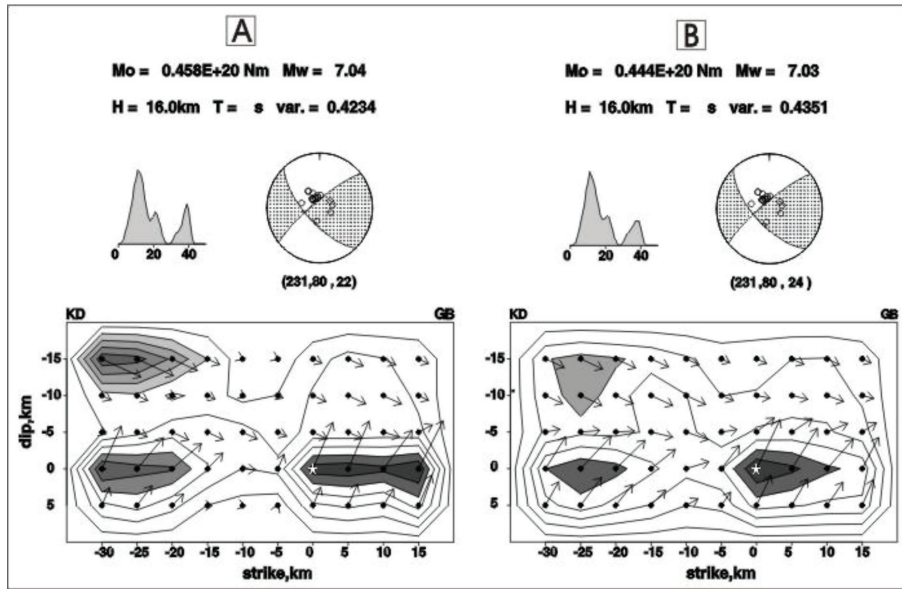
Şekil 6. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için Model IR11 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen sonuçlar (solda) ve gözlenmiş/yapay dalga şekilleri karşılaştırması (sağda). Referans noktası ISC dış merkezi olup 16 km derinlikte ve fayın kuzeydoğu kenarına 15 km uzaklıktadır. (Şeklin diğer ayrıntıları için Şekil 5'in alt yazısına bakınız.)

Figure 6. Finite-fault slip model resulting from Model IR11 inversion trial for the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake (left) and observed/synthetic waveform comparisons (right). Reference point is ISC epicentre corresponding 16 km depth and it is 15 km away from the NE edge of the fault. (See caption of Figure 5 for other details of the figure.)



Şekil 7. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için Model IR11 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen sonuçlar (solda) ve gözlenmiş/yapay dalga şekilleri karşılaştırması (sağda). Referans noktası AFAD dış merkezi olup 10 km derinlikte ve fayın kuzeydoğu kenarına 20 km uzaklıktadır. (Şeklin diğer ayrıntıları için Şekil 5'in alt yazısına bakınız.)

Figure 7. Finite-fault slip model resulting from Model IR11 inversion trial for the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake (left) and observed/synthetic waveform comparisons (right). Reference point is ISC epicentre corresponding 10 km depth and it is 20 km away from the NE edge of the fault. (See caption of Figure 5 for other details of the figure.)



Şekil 8. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için sonuçları Şekil 5’de verilen Model IR3 ters çözüm denemesinin düzgünleme katsayısının düşük (a) ve yüksek (b) değerleriyle yapılmasıyla elde edilen kayma dağılımları. (Şeklin diğer ayrıntıları için Şekil 5’in alt yazısına bakınız.)

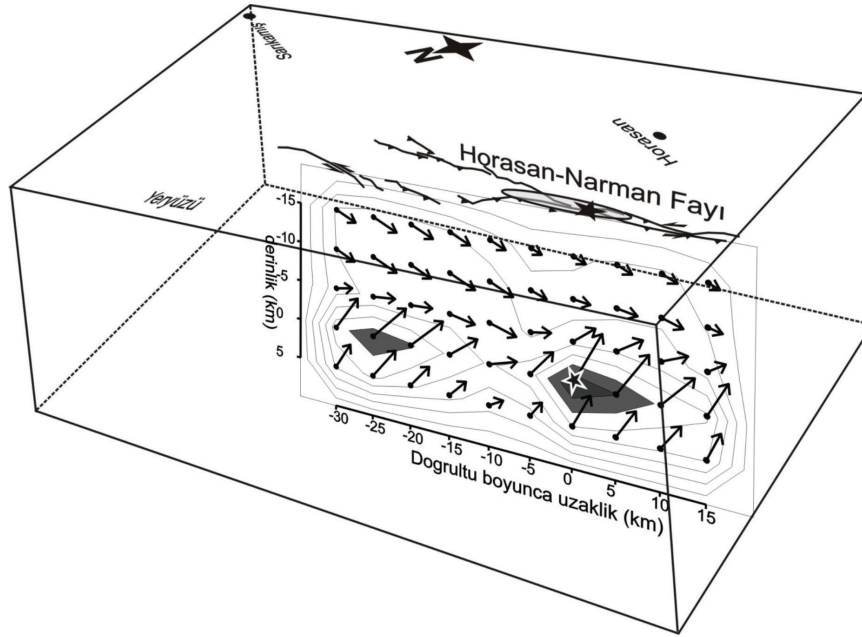
Şekil 8. Slip distributions obtained with low (a) and large (b) smoothing values for the Model IR3 inversion trial, results of which are shown in Figure 5, of the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake. (See caption of Figure 5 for other details of the figure.)

kayma genliği 3.5 m civarında olan ve hemen hemen tüm fay uzunluğu boyunca yayılan bir yırtılmaya işaret etmesi dikkat çekicidir. İki model arasındaki tek fark, Model IR3’ün birbirinden ayırtılabilen iki fay pürüzüne, Model IR4’ün ise göreceli olarak daha küçük üç fay pürüzüne işaret etmesidir. Her iki modelde de GB’daki pürüzün gözlenmiş yüzey kırığı ve deformasyonları ile uzaysal olarak uyuşması dikkat çekicidir. Bu bağlamda Model IR3’te GB pürüzün daha büyük olduğu ve en sığdaki nokta kaynakların yeryüzünden 1 km derinde oldukları not edilmelidir. Fay düzlemi üzerinde ortalama yer değiştirme yaklaşık 1.6 m’dir.

Odak derinliğinin daha sığda yer aldığı ve yırtılmanın iki taraflı yayılımının denendiği model (Model IR11) için elde edilen yırtılma modeli (Şekil 7), Model IR3 ve Model IR4 denemelerinde olduğu gibi derinde yerleşmiş, iki pürüzlü, kayma büyüklükleri arasında küçük bir farkın gözlemlendiği ve sismik moment büyüklüklerinin eşit olduğu bir yırtılmaya işaret etmektedir. Bu model için bulunan varyans değeri az da olsa küçüktür. Gözlenen yüzey kırığı ve artçı depremler genellikle AFAD dış merkezinin kuzeydoğusunda kalmaktadır. Ancak, Model IR11 denemesinin sonuçları baskın

yırtılmanın GB’ya doğru gerçekleştiğini önermektedir. Bundan dolayı Model IR3 fiziksel olarak daha makul görünmektedir. Bir yıllık artçı depremlerin hemen hemen hepsinin gerek AFAD gerekse ISC dış merkezlerinin KD’sunda yer alması da bu yorumu desteklemektedir (Şekil 2). Bununla birlikte, Model IR3, IR4 ve IR11 denemelerinin sonucunda elde edilen varyans değerlerinin çok az değiştiği ve bunun da aralarında bir tercihi zorlaştırdığı belirtilmelidir. Tartışmanın bundan sonraki kısmı, rapor edilen fiziksel gözlemlerle daha iyi uyduğu belirlenen Model IR3 denemesi sonucunda elde edilen kayma modeli üzerine temellendirilecektir. Ancak, bunun bir tercih olmadığı da vurgulanmalıdır.

Yukarıda değinildiği gibi düzgünleştirme katsayısının çeşitli değerleri için denemeler yapılmış ve uygun görülen bir katsayı deneme yanılma yoluyla seçilmiştir. Bu aşamada tartışmanın temellendirileceği Model IR3 için seçilen düzgünleştirme katsayısına göre çok küçük ve çok büyük değerler kullanılarak da ters çözüm denemeleri yapılmış ve bulunan kayma dağılım modelleri Şekil 8a ve 8b’de gösterilmiştir. Görüleceği üzere, Şekil 5 ile karşılaştırıldığında benzer karakterde kayma modelleri elde edilmiştir. En önemli fark



Şekil 9. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için çalışmada önerilen sonlu-fay yırtılma modelinin ve Horasan-Narman fayının deprem kaynak bölgesindeki 3-Boyutlu temsili görüntüsü. Horasan-Narman Fayı uzanımı üzerinde çizilen gri elips yaklaşık olarak yüzey kırıklarının gözlemlendiği fay uzanımını çevrelemektedir.

Figure 9. 3-D representation of the finite-fault rupture model proposed in the study for the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake and Horasan-Narman Fault in the earthquake source region. Grey ellipse along the Horasan-Narman Fault encloses the area in which surface ruptures were observed.

düzgünleştirme katsayısının çok düşük alınması durumunda KD köşede sığda 2.5 m kayma büyüklüklü bir pürüzün belirmesidir. Düzgünleştirme katsayısının çok büyük alınması durumunda bu pürüzün kayma büyüklüğü 1.5 m'ye düşmektedir. Dalga şekillerinin uzun periyodlu doğası nedeni ile düzleştirme katsayısının değişmesinin yapay/gözlenmiş dalga şekilleri benzeşimi bağlamında gözle görülür bir fark belirlenememiştir (dalga şekillerinin karşılaştırılmaları burada gösterilmemiştir). Nitekim, farklı düzleştirme katsayıları ile yapılan denemelerde benzer varyans değerleri hesaplanmıştır. Düzgünleştirme katsayısının küçük alınması durumunda ortaya çıkan sığdaki pürüzün olduğu yerde yüzeyde kırıklar gözlenmemesi bu pürüzün varlığının fiziksel gözlemlerle desteklenmediği şeklinde yorumlanmış ve bu pürüzün düzleştirme katsayısının yetersiz seçilmesinden dolayı ters çözümde oluşan duraysızlık kaynaklı olduğu ve Şekil 5 ile sonuçlanan düzleştirme katsayısının uygun olduğu değerlendirilmiştir.

Çalışmada bulunan kayma modeli, 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için yırtılmanın genel olarak 10 km'den daha derinde yerleşmiş iki fay pürüzünün

yırtılması sonucu oluştuğunu önermektedir (Şekil 9). Yırtılma, GB'da yerleşmiş 3.5 m kayma genişliğine sahip fay pürüzünün en büyük kayma bölgesinin kenarından başlayarak GB'ya doğru 15 km, KD'ya doğru ise 30 km yayılmıştır. GB'daki büyük pürüzün yırtılmasına ait sismik moment boşalımı azalırktan sonra KD'daki yaklaşık 3 m kayma genişliğine sahip fay pürüzünün yırtılması başlamıştır (Şekil 5). Ters çözümde hesaplanan sismik moment boşalım fonksiyonu, yırtılma toplamda 40 sn sürmesine rağmen asıl yırtılmanın ilk 30 sn içinde gerçekleştiğine ve toplamda 4.4×10^{19} Nm ($M_w \approx 7$) sismik momentin serbestlendiğine işaret etmektedir. Hesaplanan kayma vektörleri küçük bir ters bileşeni olan sol yanal faylanmaya işaret etmektedir (ortalama kayma açısı 25°) (Şekil 9). 10 km derinliğinden daha sığda yer alan ve yer yer 1.5 m'ye ulaşan kaymanın kayma vektörlerinin, derindeki pürüzler üzerinde önemli ölçüde ters faylanma bileşeni yerine küçük normal faylanma bileşenine işaret etmesi ilginçtir. Yüzeyde bu kısımda 1 m sol yanal ve 60 cm düşey yer değiştirme gözlenmesi (Barka vd., 1983), kayma modelindeki sığ ve göreceli olarak düşük genlikli kaymayı destekle-

mesine rağmen kayma vektörü açıları biraz şüpheli görülmüştür. Çizelge 1'de verilen çözümlerin ve bu çalışmanın sonuçlarının genel olarak ters faylanma bileşenine işaret etmesi, sol yanal HNF'nin sağa basamak yapması (Barka vd., 1983; Koçyiğit vd., 2001) ve dış merkez bölgesinde ters fayların ya da ters faylanma bileşenli fayların varlığı (MTA, 2012) bu yorumu gerekli kılmaktadır. Dolayısıyla sığdaki kaymanın genliği için o kadar değilse de kayma vektörü açılarının uzun-periyod veriden iyi çözülmediği düşünülmüştür. Ayrıca sığdaki kaymanın genliğinin (1.5 m) yüzey kırıkları üzerinde ölçülen yer değiştirmeye (1 m) göre biraz yüksek olması ve depremin moment magnitudünün daha önceki çalışmalara göre biraz daha büyük hesaplanması sığdaki kayma için bu yorumu desteklemektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin sonlu-fay yırtılma modeli depremin 17 istasyondaki uzun periyod telesismik P cisim dalgalarından yararlanılarak, Kikuchi ve Kanamori (1991) ve Kikuchi vd. (2003)'nin geliştirdiği bir ters çözüm yöntemi kullanılarak bulunmuştur. Deprem yırtılması 45 km x 20 km boyutlarında bir faylanma düzlemi ile temsil edilmiştir. Önceki çalışmalardan belirlenmiş farklı faylanma parametreleri kullanılarak yırtılmanın AFAD dış merkezinden KD'ya ve ISC dış merkezinden GB'ya tek taraflı ilerlediği ters çözüm denemelerinin yanı sıra AFAD dış merkezinin fay düzleminin ortasında kabul edildiği iki taraflı bir yırtılma süreci varsayımıyla bir ters çözüm denemesi daha yapılmıştır. Pınar (1995) tarafından verilen faylanma parametreleri ve AFAD tarafından verilen odak noktasının kullanıldığı ters çözüm denemesi ile yırtılmanın daha çok KD doğrultusunda ilerlemesi durumunun fiziksel gözlemlere daha uygun bir sonuç verdiği görülmüştür. Buna göre sonlu fay modeli 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi yırtılması için faylanmanın kayma açısı 25° olarak hesaplanmıştır. Sismik moment 4.4×10^{19} Nm'dir ve depremin büyüklüğü $M_w \approx 7.0$ olarak hesaplanmıştır. Deprem yırtılması genel olarak 10 km'den daha derinde yerleşmiş iki fay pürüzünün yırtılması sonucu oluşmuştur. Yırtılma GB'da yerleşmiş 3.5 m kayma genliğine sahip fay pürüzünün en büyük kayma bölgesinin kenarından başlayarak GB'ya doğru 15 km, KD'ya doğru ise 30 km yayılmıştır. GB'daki büyük pürüzün yırtılmasına ait sismik moment boşalımı azalima geçtikten sonra KD'daki yaklaşık 3 m kayma genliğine sahip fay

pürüzünün yırtılması başlamıştır. Yırtılma toplamda 40 sn sürmesine rağmen, asıl yırtılma ilk 30 sn içinde gerçekleşmiştir. 10 km'den daha sığda yer alan yer yer 1.5 m'ye ulaşan kaymanın kayma vektörlerinin ters faylanma bileşeni yerine normal faylanma bileşenine işaret ettiğinin görülmesi kullanılan verinin çözünürlüğü ile ilişkili görülmüştür. Sığdaki kaymanın genliğinin (1.5 m) yüzey kırıkları üzerinde ölçülen yer değiştirmeye (1 m) göre biraz yüksek olması ve ayrıca depremin moment magnitudünün daha önceki çalışmalara göre biraz daha büyük hesaplanması sığdaki kayma için bu yorumu desteklemektedir.

KAYNAKLAR

- Aki K., and Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology, Theory and Methods. W.H. Freeman, San Fransisco, (ISBN 0-7167-1058-7).
- Ambraseys, N., 1988. Magnitude faultlength relationships for earthquakes in the Middle East. Proc. Symposium on Historical Seismograms & Earthquakes, Ed. W.H. Lee, 309310 Academic Pres.
- Ambraseys, N., 2009. Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: a multidisciplinary study of seismicity up to 1900. Cambridge University Press, 947 p.
- Barka, A.A., Şaroğlu, F. and Güner, Y., 1983. 1983 Horasan-Narman earthquake and its place in the neotectonics of eastern Turkey. Yer Yuvarı ve İnsan, 8, 16-21.
- Barka, A., and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics, 7, 663-684.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia young collision zone. In: Coward, M.P., Riea, A.C. (Eds.). Collision Tectonics. Geol. Soc. Lond., Special Publication, 19, 3-36.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z. ve Değirmenci, E., 1991. Türkiye büyük depremleri makrosismik rehberi 1900-1988. İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Bölümü, İstanbul.
- Eyidoğan, H., Nalbant, S.S., Barka, A. and King, G.C.P., 1999. Static stress changes induced by the 1924 Pasinler ($M=6.8$) and 1983

- Horasan-Narman (M=6.8) earthquakes, Northeastern Turkey. *Terra Nova*, 11, 38-44.
- Gök, Y., 1996. Erzurum-Kars Depremi'nin (30 Ekim 1983) Ekonomik ve Sosyal Sonuçları. Doktora Tezi, Atatürk Üniversitesi, Erzurum.
- Hartzell, H.S and Heaton, T.H., 1983. Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 6, 1553-1583.
- Jackson, J., and D.P. McKenzie, 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77, 185-264.
- Jeffreys, H., and Bullen, K.E, 1958. *Seismological Tables*, Office of the British Association, Burlington House, London.
- Kalafat, D., Güneş, Y., Kara, M., Deniz, P., Kekovalı, K., Kuleli, H.S., Gülen, L., Yılmaz, M. and Özel, N.M., 2007. A revised and extended earthquake catalogue for Turkey since 1900 (M \geq 4). Bogaziçi University Publication, 1-553.
- Kaypak, B., 2008. Three dimensional Vp and Vp/Vs structure of the upper-crust in the Erzincan basin (Eastern Turkey). *Journal of Geophysical Research*, 113, B07307,1-20.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H., 1991. Inversion of complex body waves-III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 2335-2350.
- Kikuchi, M., Nakamura, M. and Yoshikawa, K., 2003. Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms. *Earth Planets Space*, 55, 159-172.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S. and Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anatolia Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 14, 177-195.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis, G., 2000. GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695-5719.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30 (2), 109-185.
- Mendoza, C., and Hartzell, S.H., 1988. Inversion for slip distribution using teleseismic waveforms: North Palm Springs, Borah Peak and Michoacan Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78 (3), 1092-1111.
- Mendoza C., Hartzell, S., and Monfret, T., 1994. Wide-band analysis of the 3 March 1985 central Chile earthquake: Overall source process and rupture history. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 269-283.
- MTA, 2012. Türkiye Yenilenmiş Diri Fay Haritası, 15.06.2015, http://www.mta.gov.tr/v2.0/deprem/yenilenmis_diri_fay_haritalari/paftalar/tortum.pdf
- Nabelek, J.L., 1984. Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. PhD thesis, Mass.Inst. of Technology, Cambridge.
- Pınar, N. ve Lahn, E., 1952. Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu. Bayındırlık Bakanlığı, Yapı ve İmar İşleri Reisliği, No. 6, Ankara.
- Pınar, A., 1995. Rupture process and spectra of some major Turkish earthquakes and their seismotectonic implications. PhD Thesis, Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R., Özener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., Ar-Rajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Gha R. and Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 111, B05411.
- Sandvol, E., Türkelli, N. and Barazangi, M., 2003. The Eastern Turkey Seismic Experiment: The

- study of a young continent- continent collision. *Geophysical Research Letters*, 30, 24.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. and Kuşçu, I., 1992. Active Fault Map of Turkey. Mineral Research and Exploration, Turkey.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H., and Jackson, J., 1991. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey). *Geophysical Journal International*, 106, 537-550.
- Toksöz, M.N., Nabelek, J. and Arpat, E., 1978. Source properties of the 1976 earthquake in eastern Turkey: a comparison of field data and teleseismic results. *Tectonophysics*, 49, 199-205.
- Udias, A., 1999. *Principles of Sismology*. Cambridge University Press, Cambridge (ISBN 0-521-62478-9).
- Utkucu, M., 2013. 23 October 2011, Van, Eastern Anatolia, earthquake (Mw=7.1) and seismotectonics of Lake Van area. *Journal of Seismology*, 17, 783–805.
- Wald, D.J. and Heaton, T.H., 1994. Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 668-691.
- Yagi, Y., Kikuchi, M., Yoshida, S. and Sagiya, T., 1999. Comparison of the coseismic rupture with the aftershock distribution in the Hyuga-Nada Earthquakes of 1996. *Geophysical Research Letters*, 26 (20), 3161-3164..
- Yamanaka, Y. and Kikuchi, M., 2004. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 109, B07307.
- Yoshida, S., 1995. Waveform inversion methods for the earthquake source. *Journal of Physics of the Earth*, 43, 183-209.

Mikrotremor, Çok Kanallı Yüzeysel Dalgaları (ÇKYD) ve Mikrogravite Yöntemleri Kullanılarak Zemin Dinamik Özelliklerinin İrdelenmesi: Karşıyaka-İzmir Örneği

Examining the Dynamic Properties of Soil by Using Microtremor, Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) and Microgravity Methods: A Case Study in Karşıyaka-İzmir

AYKUT TUNÇEL^{1*}, OYA PAMUKÇU¹, TOLGA GÖNENÇ¹, MUSTAFA AKGÜN¹

¹Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 35160 İzmir

Geliş (received) : 24 Kasım (November) 2015
Kabul (accepted) : 11 Temmuz (July) 2016

ÖZ

Bu çalışma kapsamında yeraltı tabakalarının dinamik koşullar altındaki özelliklerini incelemek için İzmir Körfezi kuzeyinde D-B yönünde yaklaşık 4 km ve K-G yönünde 5 km ile sınırlandırılmış 20 km²'lik bir alandan jeofizik veriler toplanmıştır. Çalışma kapsamında Rayleigh tipi yüzeysel dalgalarının dispersif özelliğini kullanan Çok Kanallı Yüzeysel Dalgaları (ÇKYD) yöntemi kullanılmıştır. ÇKYD yöntemiyle 30 metre derinliğe kadar olan makaslama dalgası hızları (V_s30) elde edilmiş ve bu hız değerleri kullanılarak alana ait Zemin Hâkim Titreşim Periyodu (ZHTP) ve yoğunluk değişimleri hesaplanmıştır. ZHTP değerleri çalışma alanı içinde 112 noktada mikrotremor yöntemi ile kaydedilen veriler kullanılarak hesaplanmıştır. Mikrotremor ve ÇKYD yöntemlerinden elde edilen dağılım haritalarıyla ortak yorumlayabilmek için, mikrogravite yöntemi verileri kullanılarak Bouguer gravite dağılım haritası oluşturulmuştur. Mikrotremor tek nokta ölçümleri ile elde edilen ZHTP değerlerinin 1 sn'den daha büyük olduğu noktalarla V_s30 hızlarının 700 m/sn'den daha düşük olduğu yerlerin örtüştüğü dağılım haritalarında gözlenmektedir. Bu örtüşmenin gözlemlendiği yerlerde alüvyon zeminlerin yer aldığı ve mühendislik anakyası derinliğinin 30 m'den fazla olabileceği söylenebilir. Çalışma alanı, uygulanan yöntemler sonucunda elde edilen parametrelere göre fiziksel özellikleri açısından KB-GD yönlü çizgisel bir sınır ile iki ayrı alana ayrılabilir dağılım haritalarına bakılarak söylenebilir. Bu çizginin kuzeyinde daha yüksek hız değerleri ve ayrıca bu hız değerlerinden elde edilen daha yüksek yoğunluk ve daha düşük ZHTP değerleri gözlenmiştir. Bu bulgular ışığında çalışma alanının kuzey kesimlerinin görece gerilme dayanımı yüksek jeolojik birimlerden oluştuğundan, güney bölümde ise özellikle İzmir Körfezi kıyılarına doğru görece gerilme dayanımı düşük jeolojik birimlerin varlığından söz edebiliriz. Çalışma kapsamında elde edilen bulgular bölgenin jeolojisi ve tektonik özellikleri ile uyum sağlamaktadır.

Anahtar Kelimeler: Çok Kanallı Yüzeysel Dalgaları (ÇKYD), İzmir, Karşıyaka, Mikrogravite, Mikrotremor.

ABSTRACT

In this study, to investigate the characteristics of the subterranean structures under dynamic conditions the geophysical data were collected in approximately 4 km along EW direction and 5 km along NS direction in an area of 20 km² in the North of İzmir Bay. At the scope of the study Multi-Channel Analyses of Surface Waves (MASW) method which uses the dispersive feature of Rayleigh type surface waves is used. Shear wave velocity (V_s30) up to 30 meters deep is obtained with MASW method, using these velocity values predominant site period (PSP) and density changes are calculated. Furthermore PSP changes are calculated using the recorded microtremor method data at 112 points in the study area. To examine the site structure of the study area and common interpretation seismic velocity and the other distribution maps derived from the seismic velocities with Bouguer gravity maps which were created using microgravity method data. To common interpret the distribution maps obtained from Microtremor and MASW methods with Bouguer gravity distribution map which were created using microgravity method. It is observed at distribution maps that the points where PSP values obtained from Microtremor single point measurements are greater than 1 second overlaps the locations where V_s30 velocities are lower than 700 m/sec. At the locations that overlapping can said the alluvium soil takes place and engineering bedrock depth is more than 30 meters. It can be said that the study area can be divided into two separate parts by a NW-SE trending boundary line in terms of physical properties according to the parameters

* A.Tunçel
e-posta: aykut.tuncel@deu.edu.tr

obtained from the methods applied at the study area by looking at the distribution maps. Higher velocity values and also higher density and lower PSP values obtained by these velocities were observed at the north of this line. These findings led us that the northern part of the area consists of geological units which are more resistant to earthquakes but towards the bay coast at southern part of the area there exists weaker geological units. The findings obtained according to the scope of the study are compatible with the geology and tectonic features of the region.

Keywords: İzmir, Karşıyaka, Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW), Microgravity, Microtremor.

GİRİŞ

Bir gözlem noktasında kaydedilen deprem kaydı, kaynağından çıkıp sismometre tarafından kaydedilene kadar yeraltı tabakalarının birçok fiziksel özelliğinden etkilenir. Yapılarda hasar oluşturan depremlerdeki en önemli etkenler; deprem kaynağının kinematik ve dinamik özellikleri, deprem dalgalarının geçtiği ortamların fiziksel ve geometrik parametreleri, dalgaların soğurulması, gözlem noktasındaki sıçır yapısının fiziksel ve yapısal özellikleri ile o ortamın bölgesel davranış özellikleri olarak sayılabilir.

Bir yapının deprem gerilme dayanımının yüksek olabilmesi sadece yapıya ait mühendislik hesaplarının değil aynı zamanda çevredeki yapılaşma, bina yükleri ve özellikle üzerine inşa edileceği zeminin özelliklerinin hesaba katılması ile mümkündür. Bu da zeminin dinamik yükler altında nasıl davranacağından önceden bilinmesinin önemini ortaya koymaktadır. Zemin tabakası, deprem dalgasının genlik, periyot vb. özelliklerini değiştirerek üzerinde taşıyacağı yapıya aktarır. Sismik dalgaların özelliklerinde zemin tabakalarından geçerken zeminin fiziksel özelliklerine göre değişimler meydana gelmektedir. Bu sebeplerle bir mikro bölgeleme çalışması Aki (1988) ve Bolt (1999) tarafından da belirtildiği gibi deprem dalgalarının özelliklerini ve zeminin fiziksel özelliklerini mutlaka dikkate alınmalıdır.

Günümüzde Deprem Bölgelerinde Yapılacak Binalar Hakkında Yönetmelik (DBYBHY, 2007) ve Eurocode 8 (2004) yönetmeliklerine göre zeminlerin deprem sırasında yapacağı dinamik davranış spektrumlarının ön kestirilmesinde 30 metreye kadar olan makaslama dalgası hız değerleri (V_s30) ile ZHTP (T_0) değerleri yaygın olarak kullanılır.

Zemin dinamik parametrelerinin (zemin hâkim titreşim periyodu, yoğunluk vb.) tamamı makaslama dalga hızı ile ilişkilidir. Bu sebeple, makaslama dalga hızının (V_s) derinlik ile değişimi büyük önem taşır. Zemin davranışının tanımlanmasında, V_s değeri, zemin

büyütmesi, yoğunluk ve zemin hâkim titreşim periyodu bilgileri birlikte kullanılırlar (Joyner ve Furnal, 1984, Borchard vd., 1991). Bu nedenle, sismik kırılma veya ÇKYD yöntemleri zemin dinamik parametrelerinin tanımlanması çalışmalarında (Tunçel, 2014) kullanılan yöntemlerdendir. Zemine ait makaslama dalgası hızının derinliğe bağlı değişiminin tanımlanması derinliğe bağlı yoğunluk değerlerinin elde edilmesine olanak verir. ÇKYD yöntemiyle elde edilen makaslama dalgası hızlarından elde edilen yoğunluk dağılımı ve mikrogravite yöntemiyle elde edilen gravite değerlerinin değişiminin birbirleriyle uyumlu olması beklenmektedir.

İzmir ili birinci derece deprem bölgesinde yer almakta ve sıklıkla küçük ve orta ölçekte depremlerden etkilenmektedir. Nüfus artışı, kontrolsüz yapılaşma ve zeminin deprem anındaki dinamik etkilerinin göz önüne alınmadığı durumlar deprem riskini arttıracaktır. Gerekli önlemlerin alınması durumunda, bir deprem sonucu oluşabilecek sosyo-ekonomik hasar en aza indirilip, yalnızca İzmir şehri için değil, tüm ülke ekonomisi için ciddi kazançlar sağlanabilecektir.

Bu çalışma kapsamında, Batı Anadolu içinde yer alan ve Marmara bölgesi gibi deprem riski yüksek olan İzmir ili Karşıyaka ilçesinde (Şekil 1) ÇKYD, mikrotremor ve mikrogravite yöntemleri kullanılarak çalışma alanında yer alan jeolojik birimlerin dinamik koşullardaki özelliklerinin tanımlanması için jeofizik yöntemler ile veri toplanmıştır. ÇKYD yöntemi kullanılarak 30 m derinliğe kadar olan makaslama dalgası hızları (V_s30) değişimleri elde edilmiştir. Bu hız değerleri kullanılarak çalışma alanında 30 m derinliğe kadar olan ZHTP ve yoğunluk değişimleri hesaplanmıştır. Elde edilen V_s30 , ZHTP ve yoğunluk parametrelerinin çalışma alanındaki değişimleri dağılım haritaları (Şekil 3, 4, 5) ile verilmiştir. Mikrotremor yöntemi verileri işlenerek ZHTP değerleri elde edilmiş ve dağılım haritası olarak Şekil 6'da verilmiştir. Mikrogravite verilerine 2. derece trend analizi uygulanarak çalışma alanına ait Bouguer gravite anomali haritası elde edilmiştir (Şekil 7).



Şekil 1. Çalışma alanı yer bulduru haritası.
Figure 1. Location map of the study area.

Tüm yöntemlerden elde edilen sonuçların kendi aralarındaki uyumlarına ve jeolojik birimler de göz önüne alınarak ortak sonuçlara ulaşmaya çalışılmıştır.

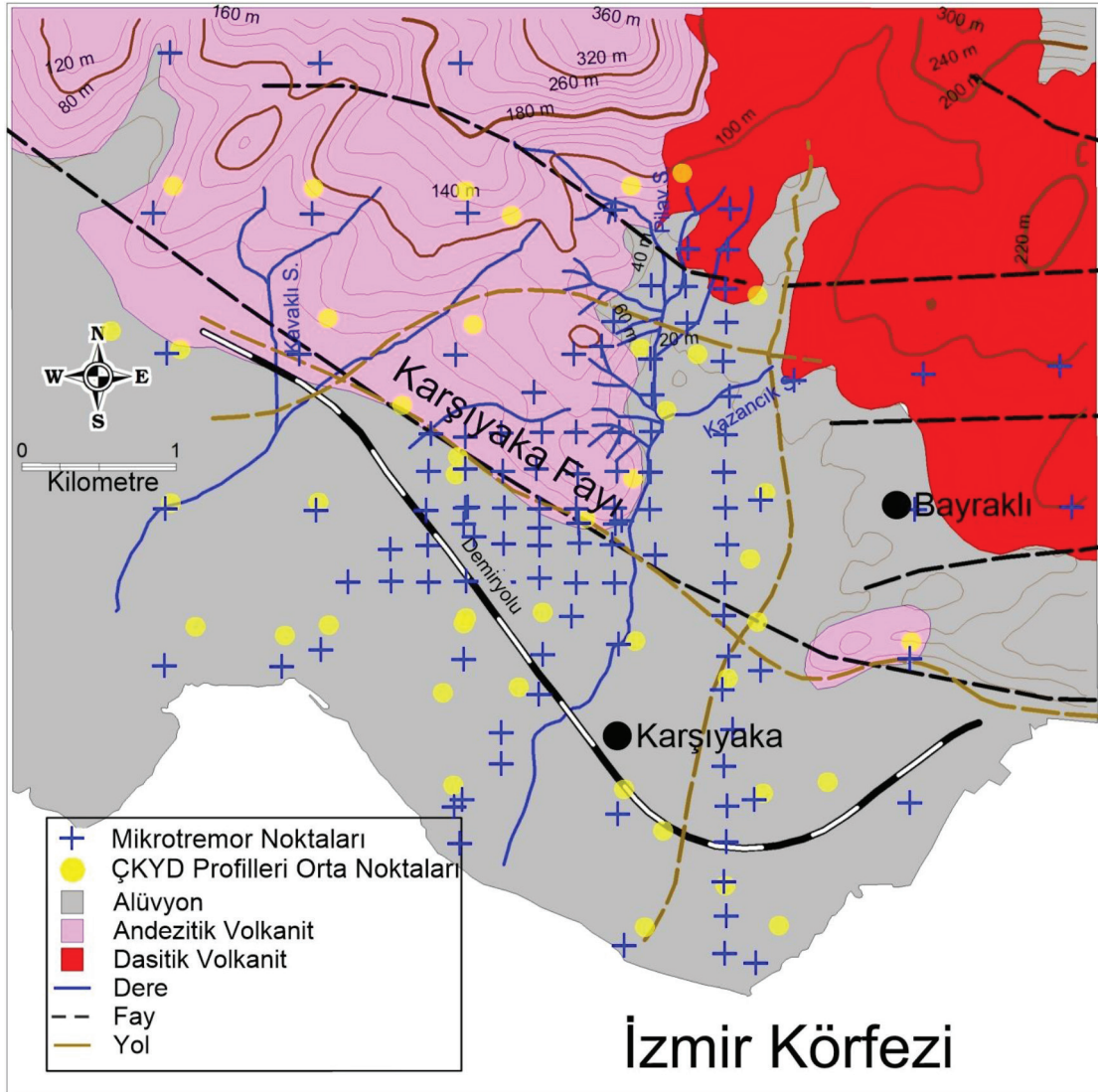
JEOLOJİ

Çalışma alanı, Batı Anadolu içinde yer alan İzmir ilinin Karşıyaka ilçesi sınırları içerisinde yer almaktadır. Yamaç molozlarını inceleme alanını çevreleyen ana dereler ve ana derelere dik konumda yer alan küçük dereler boyunca görmek mümkündür. Yamaç molozları, temel kayalardan türeme blok ve çakıllar içeren kumlu siltli ve killi zemin özelliği sunmakta ve arazi genelinde görülmektedir.

Çalışma alanı içinde bulunan Karşıyaka Fayı, İzmir İç Körfezi'nin kuzey sınırını oluşturur ve konumu itiba-

riyle Karşıyaka ilçesini kuzey ve güney olacak şekilde iki parçaya böldüğü söylenebilir (Şekil 2). Bayraklı-Karşıyaka ilçeleri arasında yaklaşık D-B yönünde uzanan bu fay, Karşıyaka ilçesi sınırları içerisinde KB-GD uzanımlıdır. Fayın yükselen bloğundaki Miyosen yaşlı volkanik birimler ve Bornova Karmaşığ'ına ait birimler KD ve KB uzanımlı doğrultu atım bileşenli faylarla kesilmiştir. Karşıyaka Fayı'nın düşen bloğunun büyük bir kesimi İzmir Körfezi'nin suları altında kalmıştır (Sözbilir vd., 2008).

Karşıyaka Fayı, Bayraklı'dan Karşıyaka'ya kadar olan bölümde, önceki çalışmalarda Yamanlar volkanitleri (Akdeniz vd., 1986) olarak bilinen Altın-tepe volkanitleri, Sancaklı volkanitleri ve Dumanlıdağ grubundan oluşan (Dönmez vd., 1998) Miyosen yaşlı volkanik birimler ile Holosen çökellerini keser. Çalışma alanının temel kayasını Bornova Karmaşığ oluşturmaktadır.



Şekil 2. Çalışma alanı 1/25000 ölçekli jeoloji haritası (MTA, 2000'den değiştirilmiştir).
Figure 2. 1/25000 scale geological map of the study area (modified from MTA, 2000).

Çalışma alanının kuzey kesimlerinde ise Yamanlar Volkanitleri yüzlek verirler ve andezitik-dasitik masif lav, tüf, otobreşik andezit ve aglomeralarla temsil edilirler. Volkanitler, bölgede bulunan Neojen çökeltilerini uyumsuz olarak üstlemektedir.

JEOFİZİK ÇALIŞMALAR VE BULGULAR

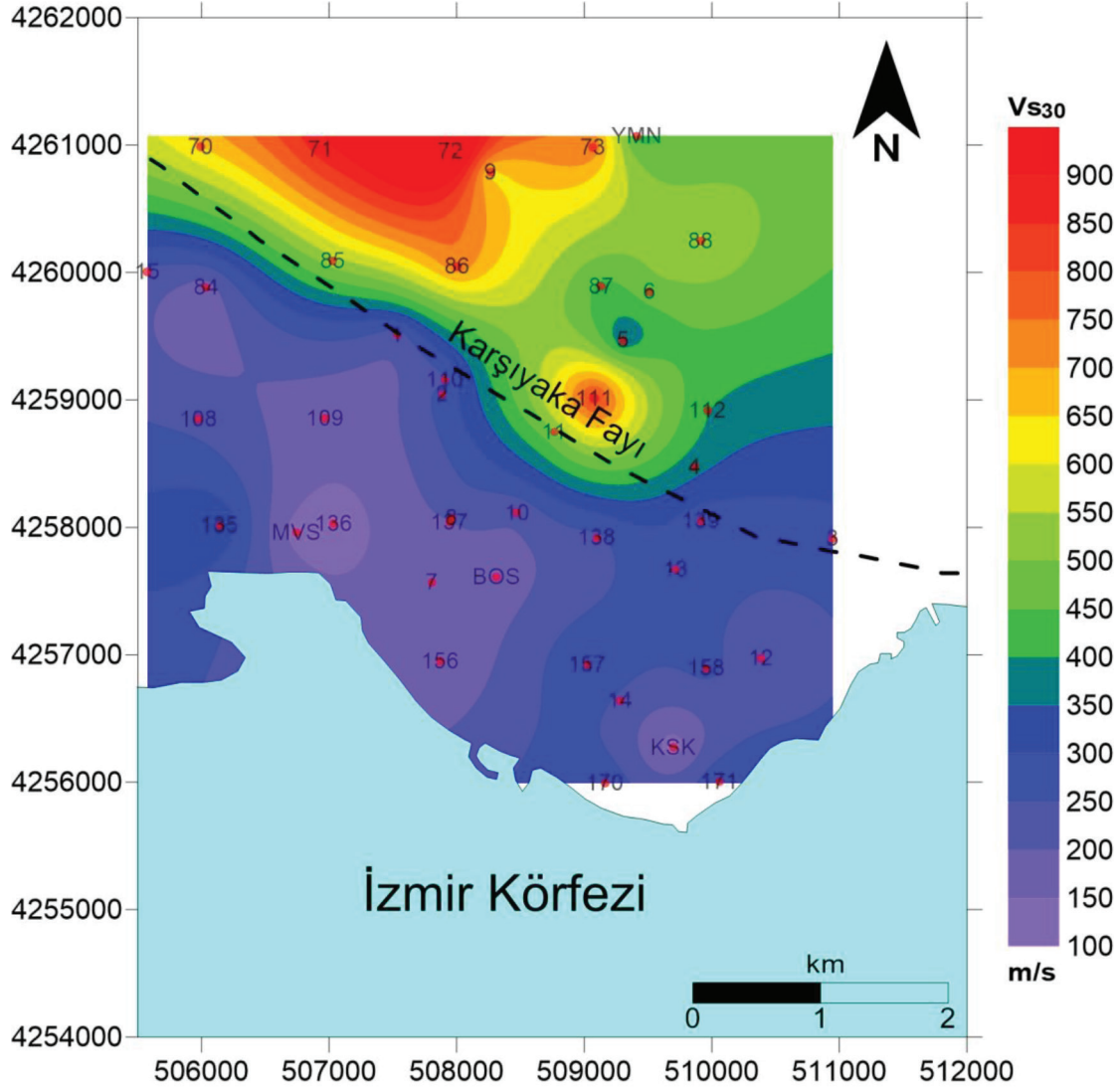
ÇKYD Yöntemi Çalışmaları

ÇKYD yöntemi arazi çalışmaları farklı serim uzunluklarındaki 43 profil üzerinde yapılmıştır (Şekil 2). Saha koşullarına göre, jeofon aralıkları 1, 2.5 ve 5 m, jeofon

sayısı 24-48 adet jeofon olacak şekilde seçilmiştir.

Veri setleri Geometrics firması üretimi 24 kanallı sismik alıcı, 4.5 Hz kesme frekanslı düşey jeofon ve 100 lb. hidrolik çekiç enerji kaynağı kullanılarak oluşturulmuştur. 4.5 Hz'lik jeofonlar bir çok araştırmacı tarafından bu yöntemde sıkça kullanılmıştır (Park vd., 1999; Dikmen vd., 2010; Kanbur vd., 2011; Tunçel, 2014). Arazi çalışması sırasında 0.125 ms örnekleme aralığı ile 2 sn süresince kayıtlar alınmıştır. Veri değerlendirme işlemleri Seisimager programı kullanılarak yapılmıştır.

ÇKYD yöntemi verilerinin değerlendirilmesinde Ortak Orta Nokta Çapraz İlişki (CMPCC) analiz tekniği kul-



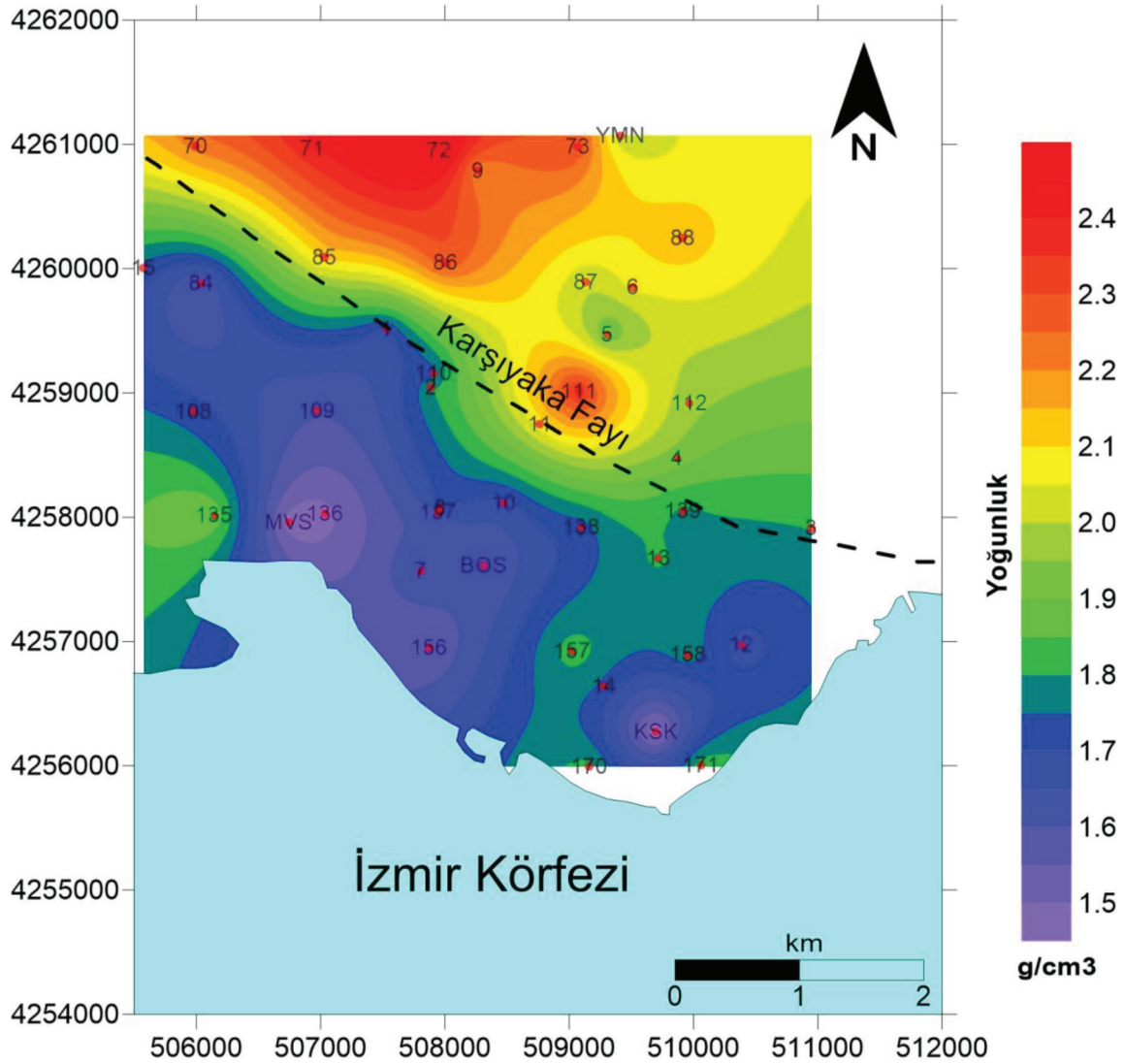
Şekil 3. ÇKYD yöntemi ile elde edilen V_{s30} hızları dağılım haritası (kırmızı noktalar ÇKYD yöntemi ölçüm profillerinin orta noktasını göstermektedir).

Figure 3. V_{s30} velocities distribution map obtained by the MASW method (red points indicate the center point of the MASW method measuring profile).

lanılmıştır (Hayashi ve Suzuki, 2004). Yüzeysel dalgası yöntemlerinde CMPCC toplam tekniği uygulanırken alıcı dizilimi içerisindeki alıcılar arasındaki orta noktalar eşleştirilir. Bu teknik kullanılarak aynı ortak noktada toplanan sinyaller üst üste bineceğinden analizlerde çözünürlüğün artması sağlanmaktadır. Bu bakımdan sismik yansıma yöntemindeki tekniklerle benzerlik göstermektedir. Analizlerde, her bir atışa ait alıcı dizilimindeki alıcı çiftlerine çapraz korelasyon işlemi uygulanır ve bunlar daha sonra CMPCC toplamlar halinde sıralandırılır. Her bir CMPCC noktasında, eşit aralıklı çapraz korelasyona uğramış alıcılar zaman

ortamında yığılır. Bu çalışmada her profil için jeofon aralığı kadar seçilip birleştirilen tüm sismik kayıtların, faz hızı-frekans dönüşümleri yapılmıştır. Faz hızı-frekans dönüşümlerinden yararlanılarak dispersiyon eğrileri çizdirilmiştir. İşlemler sırasında düşük kaliteli veriler programda elenmiş ve dispersiyon eğrilerine yumuşatma uygulanmıştır. Ters çözüm sonucunda S dalgası hızının derinlikle değişimini gösteren 2 boyutlu (2B) modeller oluşturulmuştur.

Çalışmanın devamında, her profil için elde edilen V_{s30} hızları kullanılarak çalışma alanına ait V_{s30} hız dağılım haritası çizilmiştir (Şekil 3). Uygulama ala-



Şekil 4. ÇKYD yöntemi verisinden elde edilen makaslama dalgası hızları kullanılarak hesaplanan yoğunluk dağılımı (kırmızı noktalar ÇKYD yöntemi ölçüm profillerinin orta noktasını göstermektedir).

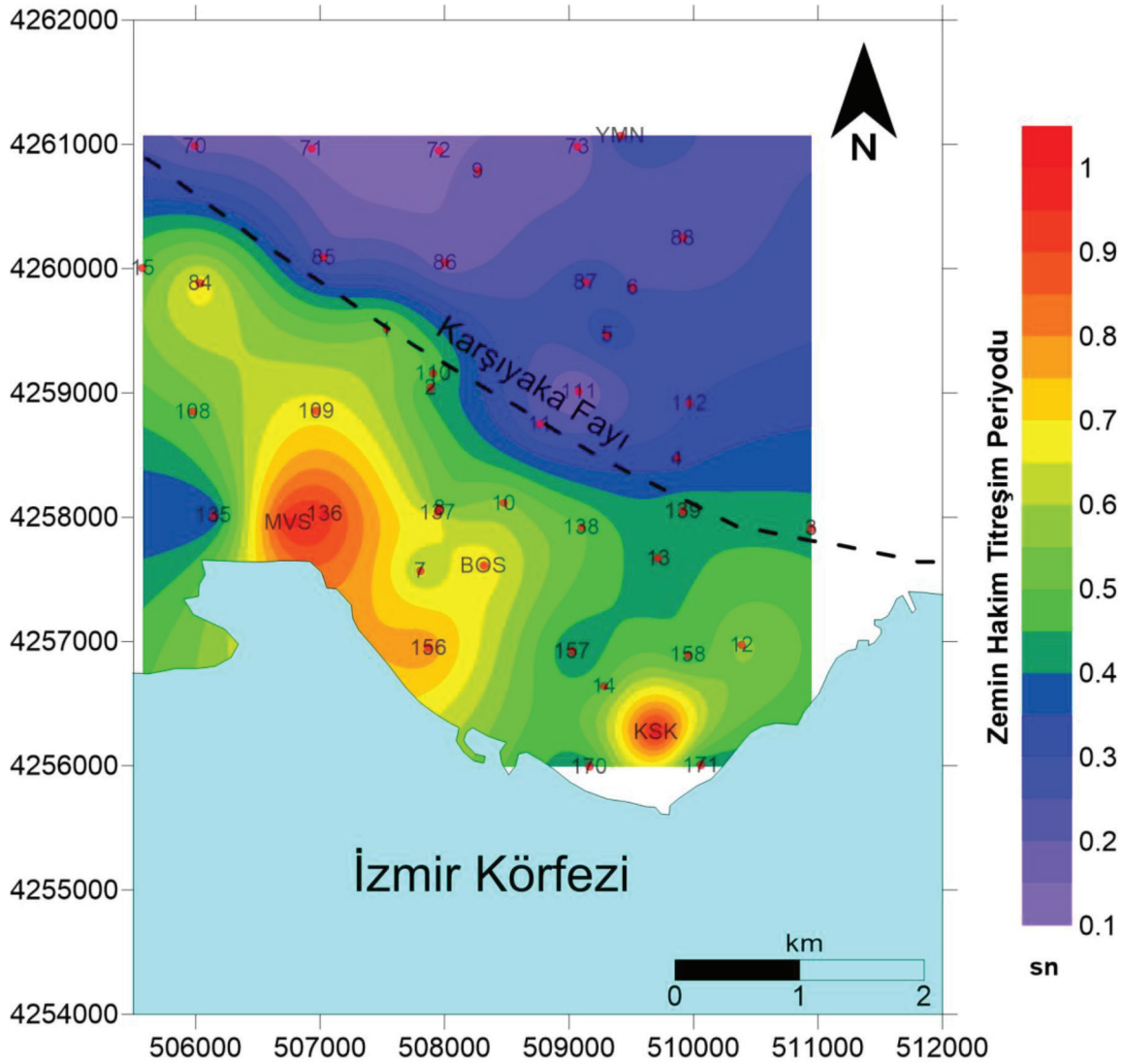
Figure 4. Calculated density distribution map using shear wave velocities obtained from MASW method (red points indicate the center point of the MASW method measuring profile).

nında 43 profilde 30 m derinliğe kadar elde edilen makaslama dalgası hızları kullanılarak $\rho=0.44 \cdot V_s^{0.25}$ (Keçeli, 1990) bağıntısından yoğunluk değerlerinin çalışma alanındaki dağılımı haritalanmıştır (Şekil 4).

Zemin hâkim titreşim periyodu $T_0=4h/V_s30$ bağıntısıyla 30 m derinliğe kadar hesaplanmış ve alanın ZHTP dağılım haritası oluşturulmuştur (Şekil 5). Bu yaklaşımda jeolojik modelin zemin ve altındaki ana kayadan oluşacak şekilde 2 tabakalı olması ve zemin kalınlığının en fazla 30 m olması kabulü geçerlidir. Çalışma alanında bazı yerlerdeki zemin kalınlıkları 30

metreden daha kalın olabileceği için bu yaklaşımla hesaplanan değerler bu ortamların gerçek zemin hâkim titreşim periyotlarına yaklaşım olarak değerlendirilebilir ve mikrotremor yöntemi ile ulaşılan ZHTP değerleriyle kıyaslama yapmak amacıyla kullanılabilir. Zeminin sadece kalınlığı ile V_s hızına bağımlı olan karakteristik zemin periyodu, en önemli büyütmelerin hangi titreşim periyodunda gelişeceği hakkında çok önemli bir belirteçtir (Kramer, 1996).

V_s30 hızları dağılım haritası incelendiğinde çalışma alanının güney ve kuzey bölümleri birbirine göre



Şekil 5. ÇKYD yöntemi verisinden elde edilen makaslama dalgası hızları kullanılarak hesaplanan ZHTP dağılım haritası (kırmızı noktalar ÇKYD yöntemi ölçüm profillerinin orta noktasını göstermektedir).

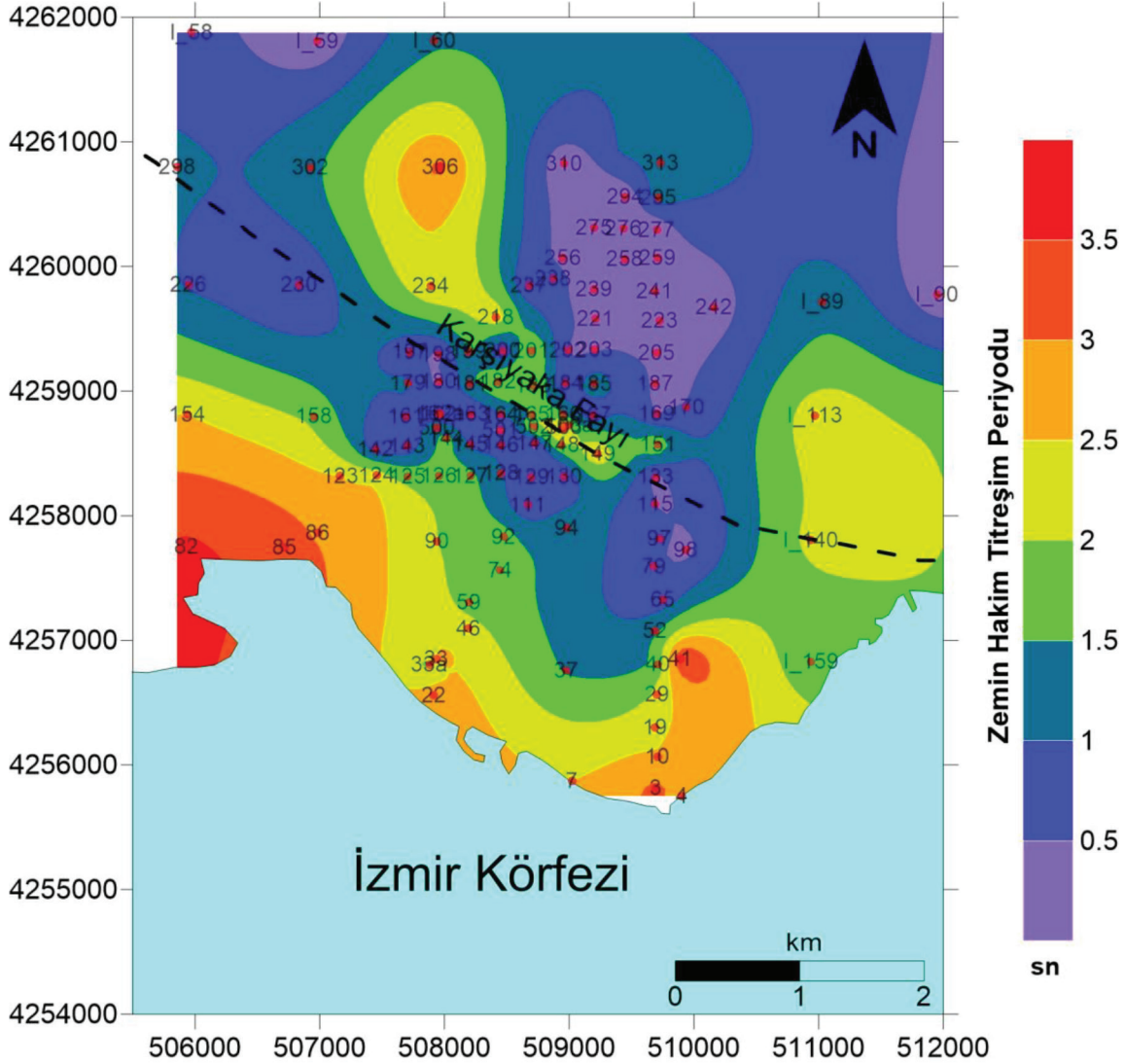
Figure 5. Calculated PSP distribution map using shear wave velocities obtained from MASW method (red points indicate the center point of the MASW method measuring profile).

belirgin hız farklılıkları göstermektedir. Kuzeyden güneye doğru hızlar azalmakta ve en güneyde deniz kenarlarına yaklaşıldıkça V_{s30} hızının 150 m/sn civarına düştüğü görülmektedir. Kuzeye doğru gidildikçe kademeli olarak hızlar artmakta ve 900 m/sn civarında en yüksek V_{s30} hız değerleri dağılım haritasında gözlenmektedir (Şekil 3). V_{s30} hızları kullanılarak elde edilen yoğunluk dağılım haritasında ise çalışma alanının güney ve kuzeyinde birbirlerine göre yoğunluk kontrastı belirgin olup anomali uzanımlarının KB-GD yönlü olduğu gözlenmektedir (Şekil 4).

ÇKYD yönteminden elde edilen makaslama dalgası hızları kullanılarak hesaplanan ZHTP değerlerinin bölgede dağılımı Şekil 5'te verilmiştir. Çalışma alanı yaklaşık olarak KB-GD yönünde ikiye bölünürse kuzeyde kalan bölgede en fazla 0.4 sn süreli ZHTP değerleri gözlenirken güney bölgede daha uzun yaklaşık 1 sn değerlerine ulaşan ZHTP değerleri görülmektedir.

Mikrotremör Yöntemi Çalışmaları

Mikrotremör yöntemi ölçümleri ZHTP ve büyütme faktörü parametrelerini elde etmek ve diğer yön-

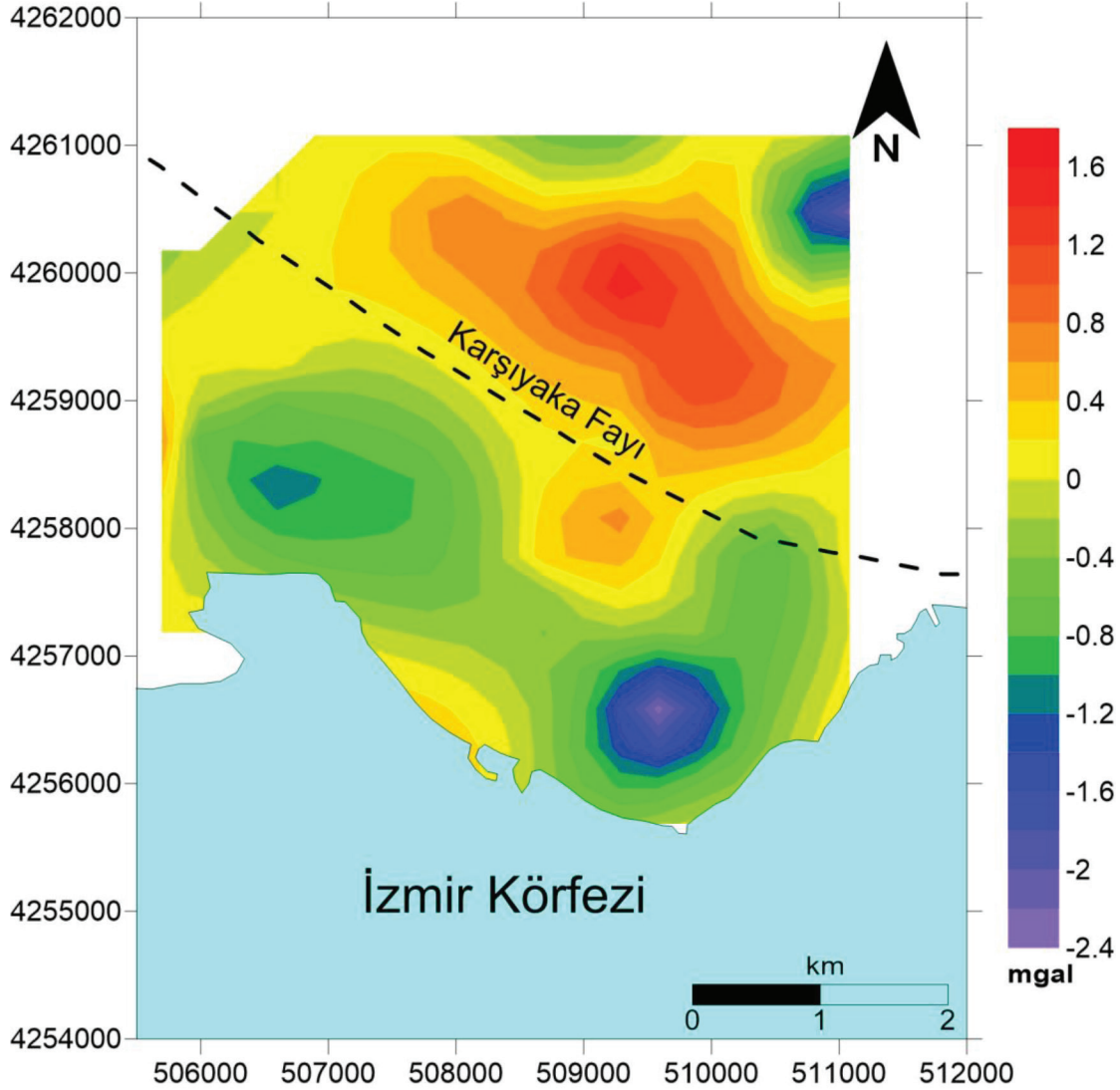


Şekil 6. Mikrotremor yöntemi verisi kullanılarak hesaplanan ZHTP dağılım haritası (kırmızı noktalar mikrotremor yöntemi ölçüm noktasını göstermektedir).

Figure 6. Calculated PSP distribution map using Microtremor method data (red points indicate the microtremor method measuring point).

temlerin sonuçları ile kıyaslama yapabilmek için uygulanmıştır. Bu amaçla çalışmada veri toplamak için 3 bileşenli CMG-6TD hız kayıtçısı kullanılmıştır. Ölçümler Nakamura (1989) tek nokta tekniğiyle (HVSZ) değerlendirilmiştir. Kayıt süresi yaklaşık 30 dakika, örnekleme aralığı 100 Hz olacak şekilde çalışma alanında toplam 112 noktada veri toplanmıştır (Şekil 2). Ölçümler sırasında bozucu çevresel (rüzgar) etkileri azaltmak için kayıt cihazı üzeri kapatılarak veya gömülerek korunmuştur. Özellikle yoğun insan ve araç trafiğinin olduğu ölçüm noktalarında kayıtlar gece saatlerinde alınmıştır.

Mikrotremor yöntemi ölçümlerinden elde edilen ZHTP dağılım haritası Karşıyaka çalışma alanı için Şekil 6'da verilmiştir. Verilerin değerlendirilmesi sonucunda elde edilen spektrumlarından okunan ZHTP değerleri çalışma alanı için 0.1-3.5 sn değerleri arasında değişmektedir. Çalışma alanının güneydoğu köşesinde birkaç noktada en yüksek periyot değerleri (3.5 sn) elde edilirken alanın genelinde 2 saniyeden daha düşük ZHTP değerlerine ulaşılmıştır. Çalışma alanında jeolojik birim olarak Yamanlar Volkanitleri üzerinde yer alan kuzey ölçüm noktalarında düşük baskın periyot değerleri gözlenirken güneye (deniz



Şekil 7. İkinci derece trend uygulaması sonucu elde edilen Bouguer gravite anomali haritası.
Figure 7. Bouguer gravity anomaly map obtained using second order polynomial application.

kıyasına doğru daha yüksek (uzun süreli) baskın periyot değerleri gözlenmektedir.

Mikrogravite Yöntemi Çalışmaları

Mikrogravite ölçümleri Scintrex CG-5 gravite cihazı kullanılarak saha koşullarına göre 250-300 m örneklem aralığı ile gerçekleştirilmiştir. Ölçüm noktalarındaki yükseklik değişim bilgileri Cors-Tr bağlantılı olarak Leica 1200++ GNSS cihaz seti kullanılarak toplanmıştır. Veri toplanması sırasında 60 sn süreli 5 tekrarlı okuma yapılmıştır. Ölçülen mikrogravite değerlerinden elde edilen Bouguer gravite anomali

li haritasında polinomal yaklaşım kullanılarak farklı derecelerde rejyonel Bouguer gravite değerleri elde edilmiş ve bu değerler ölçülen değerlerden çıkarılarak, rezidüel gravite anomali değerleri elde edilmiştir. Saha geneline ait V_{30} (Şekil 3) ve T_0 (Şekil 6) değerlerinden elde edilen haritalar esas alınarak hâkim anomali uzanım benzerliği ve anomalilerin dağılımı en uygun olan sonucun ikinci derece polinom değerlerinden elde edilen rezidüel anomali haritasına ait olduğu belirlenmiştir. Bu nedenle ikinci derece polinom uygulaması ile elde edilen bouguer gravite anomali haritası bu çalışmada esas alınmıştır (Şekil 7). Elde edilen haritada anomaliler KB-GD yönlü olup

yüksek ve düşük değerlerdeki genlikler kuzeyden güneye doğru araldanmalı olarak gözlenmektedir. Yüksek genlikli anomali değerleri harita genelinde bölgenin kuzeyinde KB-GD yönlü, düşük genlikli anomali değerleri de yine aynı şekilde KB-GD yönlü olarak sahanın güneyinde gözlenmektedir (Şekil 7).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Karşıyaka çalışma alanında ÇKYD yöntemiyle yapılan arazi ölçümleri sonucunda, alanda 100-900 m/sn arasında değişen V_{s30} hızları elde edilmiştir. Makaslama hızlarının dağılımı alan genelinde kuzeyden güneye doğru azalma göstermektedir. Kuzeyde yer alan, jeolojik olarak Yamanlar Volkanitleri üzerine gelen ve alüvyon kalınlığının çok az olduğu düşünülen yerlerde makaslama dalgası hızlarında yüksek değerler elde edilirken, güneyde alüvyon birimler üzerinde hesaplanan değerlerde makaslama dalgası hızlarında düşme görülmektedir. Özellikle körfez kıyısına yakın kısımlarda makaslama dalgası hızları 150 m/sn değerlerine kadar azalmıştır. Bu azalmanın sebebi alüvyon kalınlığının artması ile açıklanabilir.

Çalışma alanında ZHTP değerleri ÇKYD yöntemi ve mikrotremor yöntemi olmak üzere iki farklı jeofizik yöntemden elde edilen veriler kullanılarak hesaplanmıştır. Farklı yöntemler kullanılarak ulaşılan sonuçlara bakıldığında her iki yöntem için de çalışma alanının kuzeyinde ZHTP değerlerinin görece düşük, güneyinde ise görece yüksek olduğu görülmektedir. Elde edilen değerlerin yöntemler arası farklılık göstermesinin sebebi olarak, farklı araştırma derinliklerine sahip olmaları gösterilebilir. Bu çalışma kapsamında ÇKYD yöntemi ile 30 m derinliğe kadar elde edilen veri değerlendirmeleri kullanılırken mikrotremor yöntemiyle zemin ile anakaya arasındaki sınır derinliğine kadar olduğu kabul edilen veri değerlendirmeleri kullanılmaktadır. Çalışma alanının güneyinde mikrotremor yöntemiyle hesaplanan ZHTP değerleri ÇKYD yöntemiyle hesaplanan değerlerden daha yüksektir. Bu farklılığın bölgenin güneyinde zemin kalınlıklarının 30 metreden daha fazla olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir.

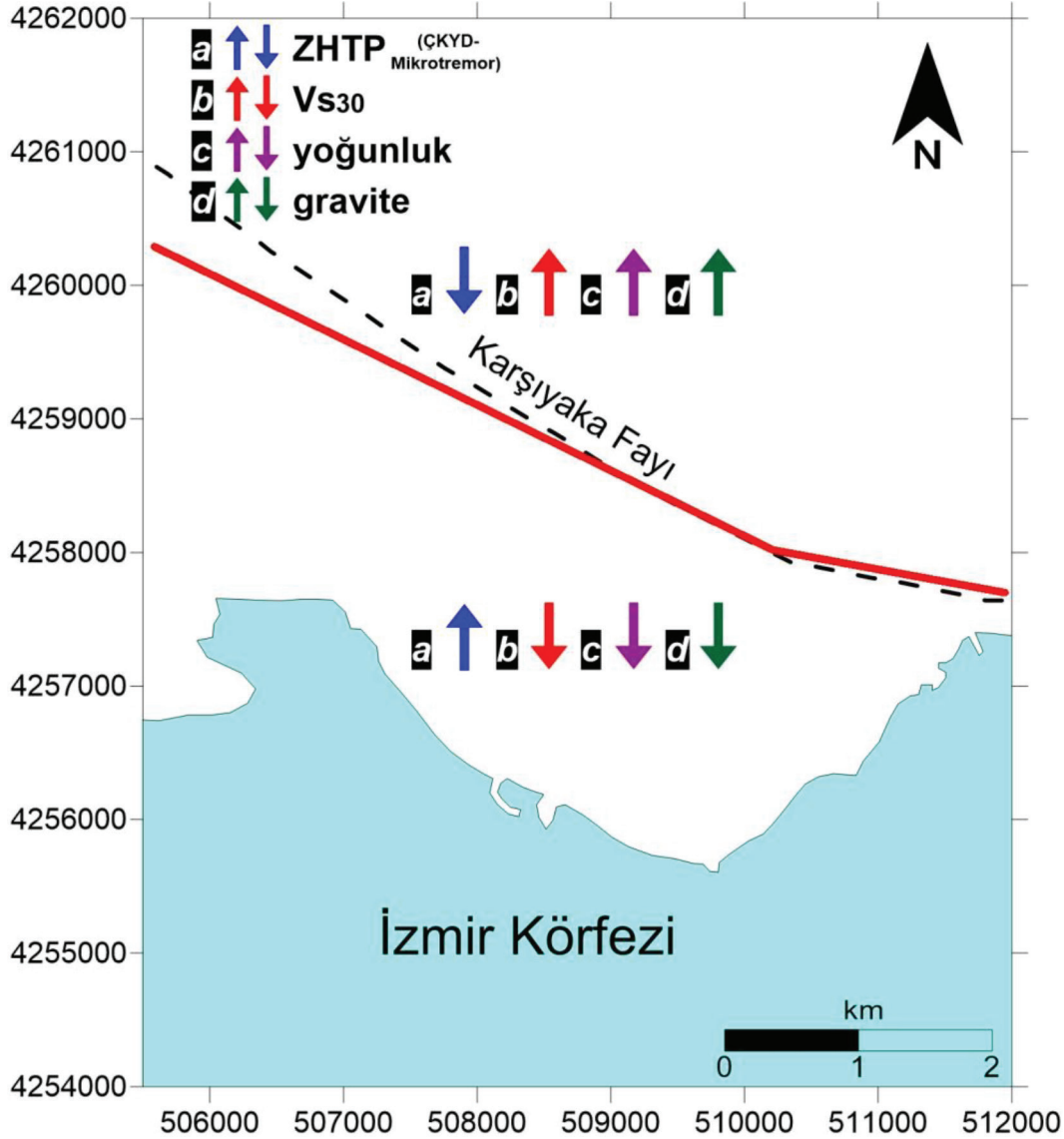
Mikrotremor tek nokta ölçümleri ile elde edilen ZHTP değerlerinin 1 sn'den daha büyük olduğu yerlerde, V_{s30} hızlarının genellikle 700 m/sn'den daha düşük olduğu gözlenmiştir. Ölçüm noktasında ZHTP değerinin 1 sn'den büyük olmasının, anakaya derinliğinin 30 metreden daha fazla olmasından kaynaklandığı sonucuna da varılabilir.

Türkiye deprem yönetmeliğinde (DBYBHY, 2007) zemin sınıflama tablosunda kullanılan en büyük T_B değeri 0.9 sn'dir. ZHTP'nin belirlenmesi durumunda zeminin alt ve üst hâkim periyotlarının yani spektrum karakteristik periyotlarını ampirik ilişkiler ($T_A=T_0/1.5$, $T_B=T_0.1.5$) ile belirlemek mümkündür (Uyanık, 2015). Zemin hâkim titreşiminin 1 sn olduğu bir zeminde ilgili bağıntı ile T_B değeri 1.5 sn hesaplanır ve bu değer zemin sınıflama tablosundaki en büyük T_B değerinden büyüktür. Yönetmelikteki tablo 0.9 sn'den büyük T_B değerleri içermediğinden çalışma alanında ZHTP değerleri kullanılarak hesaplanacak T_B değerlerinin 0.9 sn'den büyük olduğu noktalarda zemin sınıfının tablo kullanılarak belirlenmesi mümkün olmayacaktır. T_B değerinin 0.9 sn'den büyük hesaplandığı noktalarda zemin sınıfının belirlenebilmesi için yönetmelikte de belirtildiği gibi özel tasarım ivme spektrumları elde edilmelidir. Bu çalışma kapsamında çalışma alanında zemin sınıfı dağılımları hesaplanmamıştır.

Zemin kalınlığının 30 m'den fazla olduğu alanlarda yüksek katlı yapılar için rezonansa girme olasılığı artmaktadır. Zemin kalınlığı arttıkça ZHTP değeri artar aynı şekilde bina yüksekliğinin artması da binanın periyodunu arttırmaktadır. Zemin ve bina periyotlarının birbirine yakın olması rezonans riskini arttıracığı için istenmeyen bir durumdur. Zemin kalınlığının fazla olduğu alanlarda yüksek katlı yapılar inşa edilecekse, zemin tabakası kalınlığı doğru hesaplanmalı ve anakaya kadar zemin transfer fonksiyonu (ZTF) elde edilmelidir.

Çalışma alanında uygulanan jeofizik yöntemlerden elde edilen dağılım haritaları (Şekil 3-7) incelendiğinde, alanın orta kısmında konturlarda gözlenen ani renk geçişlerinin KB-GD yönünde çizgisel olarak değişim gösterdiği dikkat çekmektedir. Bu çizginin kuzeyinde kalan bölgede makaslama hızı, yoğunluk ve gravite değerleri görece yüksek, bunlarla ters orantılı olarak ZHTP değerleri ise görece düşük değerler almıştır. Çizginin güneyinde kalan bölgede ise tüm parametreler kuzeyde elde edilen parametrelerin tam tersi yönde dağılım göstermektedir. Bu sonuçlardan yararlanarak çalışma alanında saptanan sınırın çizimi Şekil 8'de verilmektedir.

Çalışma alanında bulunan Karşıyaka Fayı (Şekil 2) ve Şekil 8'de jeofizik yöntemler yardımı ile saptanan sınırın birbiri ile doğrultu ve konum bakımından çok benzer olduğu görülmektedir. Dolayısıyla jeofizik çalışmalar sonucunda elde edilen ve Şekil 8'de çizilen kırmızı renkli sınır, bölgeyi ikiye bölen bir fay zonunun varlığı ile ilişkilendirilebilir.



Şekil 8. Jeofizik yöntem sonuçlarının çalışma alanındaki değişimleri, kırmızı düz çizgi parametrelerin değişimine göre bölgeyi ikiye ayıran sınır.

Figure 8. Changes of the geophysical method results at the study area, red solid line separating the two regions according to changing physical parameters.

Bu çalışma kapsamında mikrotremor kayıtları, 30 m derinliğe kadar olan makaslama dalgası hızları ve bu hızlarla hesaplanan parametreler ve ayrıca mikrog-
ravite yöntemi ile elde edilen rezidüel Bouguer gra-
vite anomalilerinin bölgedeki dağılımları elde edilip
değerlendirilmiştir. Deprem dalgalarının kaynağından
çıkıp anakaya ve zemin tabakalarında seyahat ettik-
ten sonra binalara ulaşması ile son bulan deprem ola-
yını daha iyi analiz etmek için daha derin çalışmalar
yapılabilir. Bu çalışma sonucunda tabakalar arası hız
farklarından meydana gelen sismik empedans oranı

değişimlerinin hesaplanabileceği derinliklere (anaka-
ya derinliği) kadar jeofizik çalışmaların genişletilmesi
önerilmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma 2008-2011 yılları arasında yürütülen TÜ-
BİTAK-KAMAG 106G159 numaralı proje ve Dokuz
Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri kap-
samında 2009.KB.FEN.036 numaralı proje ile des-
teklendiştir. Yazarlar, yayına öneri ve düzeltmeler

ile katkı sağlayan hakemlere (Ünal Dikmen ve diğer anonim hakem) ve dergi editörlerine teşekkür ederler. Ayrıca yazarlar projelerde görev alanlara teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Akdeniz, N., Konak, N., Öztürk, Z. ve Çakır, M.H., 1986. İzmir-Manisa dolayının jeolojisi. MTA Rapor No: 7929, Ankara.
- Aki, K., 1988. Local site effects on strong ground motion. Proceedings of Earthquake Engineering and Soil Dynamics II, Park City, Utah, 103-155.
- Bolt, B.A., 1999. Earthquakes. NY: W.H. Freeman and Company.
- Borcherdt, R.D., Wentworth, C.M., Janssen, A., Furnal, T. and Gibbs, J., 1991. Methodology GIS mapping of special study zones for strong ground shaking in the San Francisco Bay region. Proceedings 4th International Conference on Seismic Zonation, 3, 545-552
- DBYBHY, 2007. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Deprem bölgelerinde yapılacak binalar hakkında yönetmelik. Resmi Gazete, Ankara.
- Dikmen, Ü., Arsoy, M.Ö. and Akkaya, İ., 2010. Offset and linear spread geometry in the MASW method. Journal of Geophysics and Engineering, 7, 211-222.
- Dönmez, M., Türkecan, A., Akçay, A.E., Hakyemez, Y. ve Sevin, D., 1998. İzmir ve kuzeyinin jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrografik ve kimyasal özellikleri. MTA Rapor No: 10181.
- Eurocode 8, 2004. Design provisions of structures for earthquake resistance. European Committee for Standardization, Brüksel.
- Hayashi, K. and Suzuki, H., 2004. CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data. Exploration Geophysics, 35, 7-13.
- Joyner W.B. and Furnal, T., 1984. Use of measured shear-wave velocity for predicting geological site effects on strong motion. Proceedings 8th World Conference on Earthquake Engineering, 2, 777-783.
- Kanbur, Z.M., Silahtar, A. ve Özsoy, C. 2011. Sığ sismik yansıma, MASW, ReMi yöntemleri ile sığ yapıların incelenmesi: Isparta yerleşim merkezi kuzeyi pliyokuvaterner Çökel yapı örneği. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 15 (3), 224-232.
- Keçeli, A., 1990. Sismik Yöntemlerle Müsaade Edilebilir Dinamik Zemin Taşıma Kapasitesi ve Oturmasının Saptanması. Jeofizik Dergisi, 2, 83-92.
- Kramer, S.L., 1996. Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, USA, ISBN 0-13-374943-6.
- M.T.A., 2000. İzmir 1/25000 ölçekli jeoloji paftaları. MTA yayınları, Ankara
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, Japan, 30, 25-33.
- Park C.B., Miller R.D. and Xia J., 1999. Multichannel analysis of surface waves. Geophysics, 64 (3), 800-808
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., Ersoy, Y.E., Koçer, T., Demirtaş, R. and Özkaymak, Ç., 2008. Evidence for a kinematically linked EW trending İzmir fault and NE trending Seferihisar fault: Kinematic and paleoseismological studies carried out on active faults forming the İzmir Bay, Western Anatolia. Geology Bulletin Turkey, 51, 91-114.
- Uyanık, O., 2015. Deprem ağır hasar alanlarının önceden belirlenmesi ve şehir planlaması için makro ve mikro bölgelendirmelerin önemi. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 19 (2), 24-38
- Tunçel, A., 2014. Jeofizik yöntemlerle zemin-anakaya sınırının belirlenmesi ve dinamik zemin parametrelerinin elde edilmesi: Karşıyaka ve Güzelbahçe (İzmir) örneği. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.

Attepe Bölgesindeki Siderit Oluşumlarının Mineralojik Özellikleri ve Jeotektonik Ortamı (Kayseri-Adana Havzası, Türkiye)

Geotectonic Setting and Mineralogical Properties of Siderite Occurrences in Attepe Region (Kayseri-Adana Basin, Turkey)

SERDAR KESKİN^{1*}, TANER ÜNLÜ²

¹MTA Doğu Karadeniz Bölge Müdürlüğü, 61010, Trabzon

²Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100, Ankara

Geliş (received) : 01 Şubat (February) 2016

Kabul (accepted) : 04 Ağustos (August) 2016

ÖZ

Bu çalışma, Doğu Toroslar'ın batısında yer alan Attepe ve civarındaki demir yataklarından alınan siderit oluşumlarının mineralojik özelliklerini, $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotopik bileşimlerini ve oluşum ortamları hakkındaki öncel verileri kapsamaktadır. Kayseri-Adana Havzası'nda yer alan demir cevherleşmeleri genellikle (1) Prekambriyen yaşlı birim içinde sedimanter pirit ve siderit, (2) Alt Kambriyen yaşlı kuvarsit ile Orta-Üst Kambriyen yaşlı kireçtaşları arasında hidrotermal-dolgu tipi, (3) Orta-Üst Kambriyen yaşlı kireçtaşları içinde hidrotermal-metazomatik hematit, siderit, ankerit ve süperjen götit-limonit, (4) Ordovisiyen yaşlı kalkışit mercerleri ile şeyller içerisinde hidrotermal siderit ve hematit ve (5) Jura-Kretase yaşlı metakonglomeralar içerisinde breşik cevherler olarak görülmektedir. Birincil cevher, Prekambriyen yaşlı Emirgazi Formasyonu içerisindeki bitümlü metapelitik kayalar ile uyumlu sin-sedimanter siderit (FeCO_3) cevherleşmeleridir. Günümüzde işletilen hidrotermal-metazomatik ve hidrotermal-dolgu tipi hematit, siderit, götit ve limonit cevher oluşumları geç evre ve süperjen demir yataklarını oluşturmaktadır. Cevherleşmenin kökenini ortaya koymak için Prekambriyen yaşlı sideritler ile hidrotermal sideritlerde karbon ve oksijen izotop çalışmaları ile SEM-EDS gibi mikroskobik çalışmalar yürütülmüştür. Birincil sideritlerdeki $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰-0.71 ile ‰-1.62 arasında, $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰-9.95 ile ‰-10.68 arasındadır. Buna karşın ikincil oluşumlu sideritlerdeki $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰-6.57 ile ‰-7.94 arasında, $\delta^{18}\text{O}$ değerleri de ‰-10.29 ile ‰-12.03 arasındadır. Siderit örneklerinden elde edilen $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop sonuçlarına göre; birincil kökenli demir cevherleşmeleri, diyajenetik veya sin-sedimanter demir oluşumlarını, ikincil kökenli geç evre demir cevherleşmeleri ise demirce zengin hidrotermal-metazomatik kökeni ve Mn-Mg siderit cevherleşmelerini göstermektedir. Hidrotermal kökenli geç evre demir cevherleşmeleri, birincil cevherleşme sonrası KD-GB doğrultulu fay zonlarında dolaşan demirce zengin hidrotermal eriyiklerin, Orta-Üst Kambriyen yaşlı kireçtaşları ile etkileşimi neticesinde oluşmuştur. Birincil siderit cevherleşmelerinin bulunduğu Prekambriyen yaşlı Emirgazi Formasyonu, KB Gondwana'nın İnfra-Kambriyen yaşlı kayaç birimlerini temsil etmekte ve Gondwana'nın en kuzeyinde riftle-ilişkili kayaç birimleriyle benzer özellik göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Attepe, duraylı izotop, Emirgazi Formasyonu, Prekambriyen, siderit.

ABSTRACT

This study includes prior data that are $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic features, mineralogical features and depositional setting of siderite occurrences taken from iron deposits in Attepe and its surrounding area, located on the western part of Eastern Taurus. The iron mineralization in Kayseri-Adana Basin can be usually observed as sedimentary pyrite and siderite in Precambrian aged outcrops (1), hydrothermal-fill type between Lower Cambrian aged quartzite and Middle-Late Cambrian aged limestones (2), hydrothermal-metasomatic hematite, siderite, ankerite and supergene goethite-limonite in Middle-Late Cambrian aged limestones (3), hydrothermal siderite and hematite in Ordovician aged shale and calcschist lens (4), breccia ores in Jura-Cretaceous aged metaconglomerates (5). Primary ore is the syn-sedimentary siderite (FeCO_3) mineralization conformable with bitumen-shale in Precambrian aged Emirgazi Formation. Hydrothermal-metasomatic and hydrothermal-fill type hematite, siderite, goethite and limonite ore mineralization are the late stage and supergene iron deposits which are being mined today. It has been carried out such as C and O isotope studies and SEM-EDS microscopic studies from Precambrian aged siderites and hydrothermal siderites

*S.Keskin

e-posta: serdar.keskin@mta.gov.tr

for reveal to origin of mineralizations. The $\delta^{13}\text{C}$ values of primary siderites range from -0.71‰ to -1.62‰ , and of the $\delta^{18}\text{O}$ values between -9.95‰ and -10.68‰ . On the other hand the $\delta^{13}\text{C}$ values of secondary siderites range from -6.57‰ to -7.94‰ , and of the $\delta^{18}\text{O}$ values between -10.29‰ and -12.03‰ . According to $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotope results obtained from siderite samples; the primary mineralizations are the diagenetic or syn-sedimentary iron formations and, late-stages of secondary iron mineralizations also show the iron-rich hydrothermal-metasomatic origin and Mn-Mg siderite mineralizations. Hydrothermal origin of late stage iron mineralizations are products of interaction between Middle-Late Cambrian limestones and iron-rich hydrothermal fluids circulating throughout the fault zones after primary mineralization at deep. Precambrian aged Emirgazi Formation including primary siderite mineralizations, represents Infra-Cambrian aged rock units of NW Gondwana and shows similar characteristics to the rift-related rock units in the northernmost of Gondwana.

Keywords: Attepe, stable isotope, Emirgazi Formation, Precambrian, siderite.

GİRİŞ

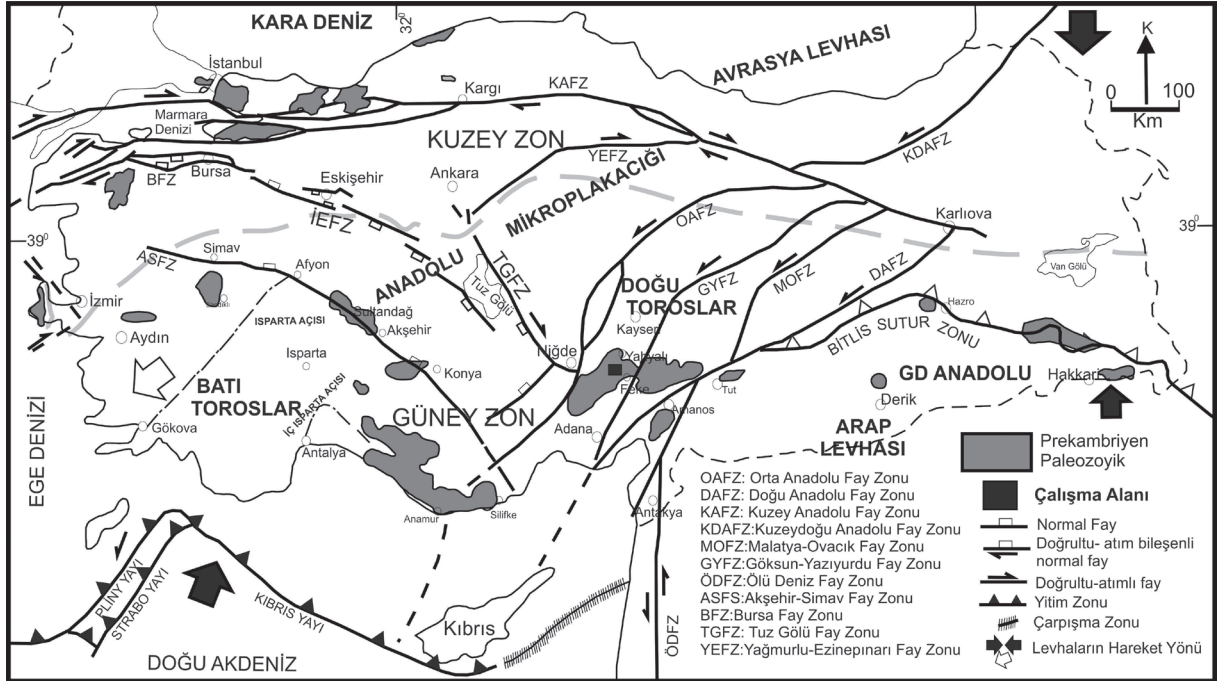
Doğu Akdeniz bölgesinde bulunan Türkiye, jeolojik geçmişi boyunca kuzeyde Lavrasya ve güneyde Gondwana'yı içeren büyük kıtasal levhalar arasında yer almıştır. Bu nedenle Türkiye pek çok Alpin ve Alpin öncesi tektonik birlik içerir. Miyosen'de Afrika ve Anadolu plakalarının çarpışmasıyla ilişkili deformasyon yapıları ve çarpışma sonrası kıta içi tektonik-kaçma ile Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ve Anadolu mikrolehvası oluşmuştur (Dewey vd., 1986; Burke ve Şengör, 1986; Koçyiğit ve Bayhan, 1998). Anadolu plakasının doğu kısmında kalan inceleme alanında (Şekil 1) bir dizi aktif, kıta içi, sağ ve sol yönlü doğrultu altımlı faylar (Tuz Gölü Fayı, Göksu-Yazıyurdu Fay Zonu, Malatya-Ovacık Fay Zonu, Orta Anadolu Fay Zonu) ve bunlarla ilişkili çek ayır havzalar baskındır (Koçyiğit ve Bayhan, 1998; Bozkurt, 2001; Koç ve Kaymakçı, 2013). İnceleme alanının, Türkiye'deki Alpin tektonik birliklerden biri olan Toridler'in (Özgül, 1984) Doğu Toroslar bölümünde, Orta Anadolu Fay Zonu (Ecemiş Koridoru) ile Göksu-Yazıyurdu Fay Zonu arasında yer alıyor olması (Koçyiğit ve Deveci, 2007), bölgede yer alan demir yataklarının tektonizmadan da etkilendiğini göstermektedir.

Bu çalışmaya konu olan ve Doğu Toroslar'ın batısında Kayseri-Adana bölgesinde yer alan Attepe ve civarındaki demir yatakları ile ilgili çeşitli araştırmalar (Küpeli, 1986; Ünlü ve Stendall, 1986; Dağlıoğlu ve Bahçeci, 1999; Dağlıoğlu ve Arda, 2000; Küpeli, 1991; Dayan, 2007; Küpeli vd., 2007; Arda vd., 2008; Tiringa vd., 2009; Küpeli, 2010) yapılmış olmasına rağmen, demir yataklarının geniş ölçekte oluşum ortamı konusunda ve tektonizma ile olan ilişkisi hakkında detaylı çalışmalar henüz yapılmamıştır. Çalışma alanının temelinde Prekambriyen yaşlı Emirgazi Formasyonu'na ait volkanik istiflerin bulunması ve bu kayalarla ilişkili sin-sedimanter (birincil) siderit cevherleşmelerinin

varlığı, Toros Kuşağı'nın Pan-Afrikan Orojenezi ile olan ilişkisini anlatmakta önem taşımaktadır.

Jeolojik evrim olarak bakıldığında Gondwana'nın bütünlüşmesiyle ilgili olayları kapsayan Pan-Afrikan Orojenezi'nin 950-450 M.y. arasındaki bir süreci içerdiği kabul görmektedir (Kröner ve Stern, 2005). Geç Proterozoyik dönemdeki kıta dağılımları, Doğu ve Batı Gondwana'nın Mozambik Okyanusu adı verilen bir okyanusla birbirinden ayrıldığını göstermektedir. Gondwana'nın En Geç Proterozoyik'teki final bir araya gelme evresinde, Toroslar'ın Mozambik Kuşağı'nın en kuzey kesiminde, Afrika-Arap Yarımadası'nın kuzeydoğusunda yer aldığı düşünülmektedir (Stern, 1994; Wilson vd., 1997; Gürsu vd., 2015; Gürsu, 2016). Günümüzde Alpin orojenik kuşağının içinde yer alan ve Gondwana/Peri-Gondwana kabuk parçaları olarak tanımlanan bu birimlerin Geç Proterozoyik temelleri gibi Erken Paleozoyik örtüleri de büyük çapta benzerlik göstermektedir (Önal, 1986; Dean ve Monod, 1997; Demirel ve Kozlu, 1997; Cocks, 2000). Bu benzerliklere dayanılarak, paleotektonik modellerde çalışma alanının da içinde bulunduğu Toroslar, Peri-Gondwana olarak tanımlanan Gondwana kıtasının, kuzey kenarına yerleştirilmiştir (Göncüoğlu, 1997; Gürsu ve Göncüoğlu, 2005; Ghienne vd., 2010; Göncüoğlu ve Kozlu, 2000). Bu çalışma bağlamında, öncelikle çalışmalar da dikkate alınarak bölgede Prekambriyen yaşlı volkanik ve sedimanter kayaların, çalışma alanındaki birincil siderit cevherleşmeleri ile olan arazi bulgularının ortaya konulması istenmektedir.

Ayrıca Prekambriyen yaşlı birimler içindeki birincil siderit yataklarından türemiş olan ve günümüzde işletilmekte olan ikincil demir yataklarının (özellikle hematit ve siderit), geç evre hidrotermal cevher damarlarının ve süperjen ve karst koşullarında zenginleşmiş olan götit ve limonit cevherleşmelerinin faylanmalarla olan ilişkisi de bu makalede ele alınmıştır.



Şekil 1. Türkiye ve civarındaki ana fay zonları, Prekambriyen-Paleozoyik birimler ve çalışma alanının bu birimler içindeki yeri (Prekambriyen-Paleozoyik birimler ve faylar Dean ve Monod, 1997; Göncüoğlu ve Kozlu, 2000; Koçyiğit ve Deveci, 2007'den derlenmiştir).

Figure 1. The main fault zones of Turkey and its surroundings, Precambrian-Paleozoic outcrops, and study area in these units (Precambrian-Paleozoic outcrops and faults compiled from Dean and Monod, 1997; Göncüoğlu and Kozlu, 2000; Koçyiğit and Deveci, 2007).

YÖNTEM

Çalışma, Attepe demir yatağı ve çevresindeki; Karaçat, Kartalkaya, Menteş, Karakızoluğu ve Uyuzpınarı demir (hematit, siderit, götit, limonit) yatak ve zuhurlarının haritalanması, kıvrımlanma ve tektonizma ile olan ilişkisi ile maden jeolojisini içermektedir. Özellikle Attepe, Karaçat ve Kartalkaya demir yataklarının oluşumuyla ilişkili düşünülen faylar, cevher yataklarının oluşumunda yapı kontrolüne örnek gösterilebilecek özellikte yapılar olarak değerlendirilmiştir. FaultKinWin 6.0 (Allmendinger, 2013) programına girilen değerlerle bu fayları etkileyen asal gerilim eksenlerinin konumları ortaya çıkarılmıştır. Ayrıca Prekambriyen içindeki metapelitik kayalarla uyumlu birincil siderit ($FeCO_3$) cevherleşmeleri ile geç evre ikincil siderit cevherleşmelerinden alınan örneklerde Arizona Üniversitesi laboratuvarlarında duraylı izotop (karbon ve oksijen izotopları) çalışmaları yürütülmüştür. Cevher örneklerin Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) ve Ankara Üniversitesi laboratuvarlarında taramalı elektron mikroskobu (SEM-EDS) ve cevher mikroskopisi çalışmaları yapılarak cevher-

leşmenin kökeni hakkında yorumlamaya gidilmiş ve cevherin oluşumu sırasındaki jeotektonik ortam modelleri üzerinde durulmuştur.

BÖLGESEL JEOLJİ

Doğu Toroslar'ın batı kesiminde, Orta Anadolu Fay Zonu (OAFZ) Göksu-Yazıyurdu Fay Zonu (GYFZ) arasında yer alan çalışma alanı ve yakın çevresi (Şekil 1) farklı stratigrafik özellikleri, aralarında belirgin ayrımlar bulunan, birbirleriyle tektonik dokanaklı değişik tektono-stratigrafik birlikleri kapsar. Çalışma alanı günümüze değin bir çok araştırmacı tarafından incelenmiş olup, çeşitli şekillerde alt birliklere ayrılmıştır (Brunn vd., 1971; Özgül, 1971, 1976, 1984; Tekeli, 1980; Tutkun, 1984; Metin vd., 1986; Bedi ve Usta, 2006; Ghienne vd., 2010). Birlikler yüzeylemelerinin yaygın olduğu yüksek dağlar ya da yerleşim yerlerinin adlarıyla; Geyik Dağı Birliği, Aladağ Birliği, Bolkar Dağı Birliği, Bozkır Birliği, Alanya Birliği ve Antalya Birliği olarak (Şekil 2A) adlandırılmıştır (Özgül, 1976). Çalışma alanını oluşturan ve bölgede geniş alanlar

kaplayan Geyikdağı Birliği, Prekambriyen-Tersiyer aralığının tüm çökel sistemlerini kontrol eden başlıca şelf tipi karbonat ve kırıntılı kayaları kapsar. Geyikdağı Birliği inceleme alanının batısında Bozkır birlikleri tarafından tektonik olarak üstlenmiştir (Özgül, 1976; Mackintosh ve Robertson, 2009). Özellikle Lütesiyan sonrası devinimlerle kendi içinde de önemli ölçüde dilimlenmiş ve kendi içlerinde, düşük açılı bindirmelerle önemli ölçüde ekaylanmışlardır (Özgül ve Kozlu, 2002; Şenel vd., 2004).

Yukarıdaki bilgilerin ışığında çalışma alanında gözlenen ana litostratigrafik birimler, Geyikdağı Birliğine ait Prekambriyen yaşlı Emirgazi Formasyonu, Alt Kambriyen yaşlı Zabuk Formasyonu, Orta-Üst Kambriyen yaşlı Değirmentaş Formasyonu, Ordovisiyen yaşlı Armutlu Formasyonu, Jura-Kretase yaşlı Kızlarsenkisi Formasyonu, Bozkır Birliği'ne ait Üst Kretase yaşlı Ofiyolitik Melanj ve Miyosen yaşlı Yaylacık Formasyonu'ndan oluşmaktadır (Özgül vd., 1973) (Şekil 2B ve Şekil 3).

Geyikdağı Tektonik Birliği'ne ait olan bu formasyonlardan Prekambriyen yaşlı kayalar genellikle bitümlü metapelitik kayalar, fillat, şist, sleyt ve bunlarla uyumlu sin-sedimanter sideritler, pirit saçınımları, kıtasal ve sığ denizel klastik kayalar ile bazik volkanik kayalardan oluşmaktadır (Şekil 4A, 4B)

Alt Kambriyen yaşlı Zabuk Formasyonu, Emirgazi Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen, genellikle masif, yer yer çok kalın tabakalı, demirli, orta-iri taneli kuvarsitlerden oluşmaktadır (Şekil 4A, 4C). Bu formasyonun taban kesimleri kumtaşı ve kuvarsivake türü litolojilerden oluşmaktadır (Şenel vd., 2004; Şenel ve Sönmez, 2006). Orta-Üst Kambriyen yaşlı Değirmentaş Formasyonu'na ait kireçtaşları, kimyasal sedimantasyon yoluyla oluşmuş cevher oluşumlarının yanı sıra (Tiringa vd., 2009; Eken, 2012) aynı zamanda sahada ekonomik olarak işletilen hidrotermal-metazomatik kökenli damar tipi demir oluşumlarını da barındırmaktadır (Şekil 4D). Ordovisiyen yaşlı Armutludere Formasyonu ise fillit-şist, metasilttaşı, meta kumtaşından oluşmakta ve tabanında nodüler kireçtaşı-kalkışist birimlerini (Şekil 4D) içermektedir.

İnceleme alanının kuzeybatısında yer alan Jura-Kretase yaşlı Kızlarsenkisi Formasyonu, kristalize kireçtaşı ve metakonglomera türü kayaları içermektedir (Şekil 4E). Bu bölgedeki detay jeolojik açıklamalar ve tektono-stratigrafik gelişim Tekeli (1980) ve Özgül ve Kozlu (2002) tarafından verilmiştir.

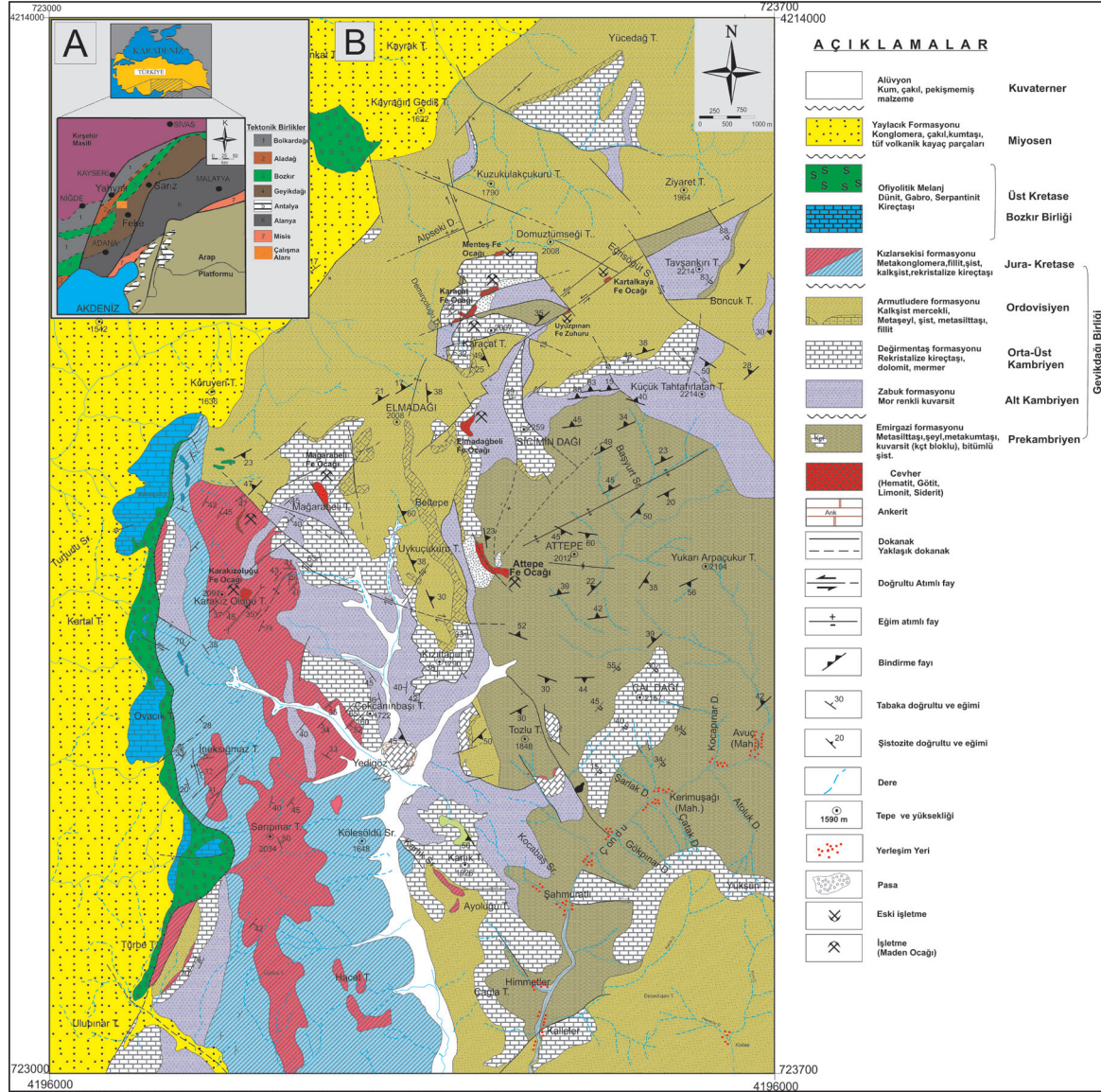
Çalışma alanında Bozkır Birliği'ne ait olan ofiyolitik kayalar dünit, gabro ve serpantinleşmiş peridotit

türü kayalardır (Şekil 4F). Üst Kretase zamanında Neotetis Okyanusu'nun kapanması ile bu kayalar temel metamorfik kayalar üzerine yerleşmiştir (Teke vd., 1984; Robertson vd., 2009). Çalışma alanında Miyosen yaşlı sığ denizel ve karasal konglomeralar, marnlar ve bazaltik-andezitik volkanik kayalar ile onların piroklastik ürünleri ile ara seviyeli olan sedimenter örtü tüm istifleri açısız uyumsuzlukla örtmektedir. Yukarıda bahsedilen Geyikdağı Birliği içindeki formasyonların tümü Alpin ve öncesi orojenik olaylardan etkilenmiş olup çok düşük dereceli (yeşilşist fasiyesi) metamorfizma geçirmişlerdir (Özgül vd., 1973).

ATTEPE VE ÇEVRESİ DEMİR YATAKLARININ JEOLJİSİ VE YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Attepe ve civarındaki Karaçat, Elmadağbeli, Mağarabeli, Kartalkaya, Menteş ve Karakızoluğu demir yatakları (siderit, hematit, götit ve limonit) batıda Orta Anadolu Fay Zonu, doğuda ise Doğu Anadolu Fayı ile sınırlandırılan ve bu faylara paralellik gösteren doğrultu atımlı faylarla kesilmiştir. İnceleme alanının yakın çevresinde yapılan çalışmalarda bölgede Kretase'ye kadar duraylı bir havzaya özgü ortamdan bahsedilmektedir. (Demirel ve Kozlu, 1997; Yılmaz, 2004). Kretase'de Neotetis'in kuzey kolunun kuzeye dalması ile bölgede Kretase öncesi var olan gerilmeli tektonik rejim, yerini sıkışmalı tektonik rejime bırakmıştır. Üst Kretase'de okyanus kabuğu malzemeleri güney yönde sürüklenmiştir (Andrew ve Robertson, 2002). Böylece kıtasal kabukta nap hareketleri de başlamıştır. Doğu Toroslarda, Erken Eosen'de Geyikdağı Birliği üzerine gelen ofiyolit üzerlemesi gerçekleşmiş ve Lütesiyan sonunda bu üzerleme tamamlanmıştır (Şekil 2A). Geç Eosen'de ise, Toros Karbonat Platformu'nun kuzeyinde yer alan ve Toridler ile Anatolidler'i birbirinden ayıran İç Toros Okyanusu kuzeye dalımını tamamlamış ve kapanım gerçekleşmiştir. Bu kapanma ile birlikte bölgedeki naplar güney yönünde ekaylanmışlardır (Şengör vd., 1984; Mackintosh ve Robertson, 2009; Robertson vd., 2009; Akbayram vd., 2013). Geç Kretase sonrası gelişen bu nap hareketleri, birimler arasındaki faylı dokanakları oluşturmuş ve Miyosen'de genişlemeli tektonik rejimin ürünü olan doğrultu atımlı faylar bu nap ürünü bindirme faylarını kesmiştir. Bu sıkışmalı rejimin ürünleri olan kırılğan deformasyon ürünü bindirme fay zonları ile genişlemeli rejimin ürünleri olan normal faylar inceleme alanında önemli demir cevherleşmelerinin de bulunduğu yerlerdir (Şekil 5A-5L).

Bu yataklardan Attepe demir yatağındaki cevher, kıvrılma, faylanma ve litolojik kontrollerin etkisiyle

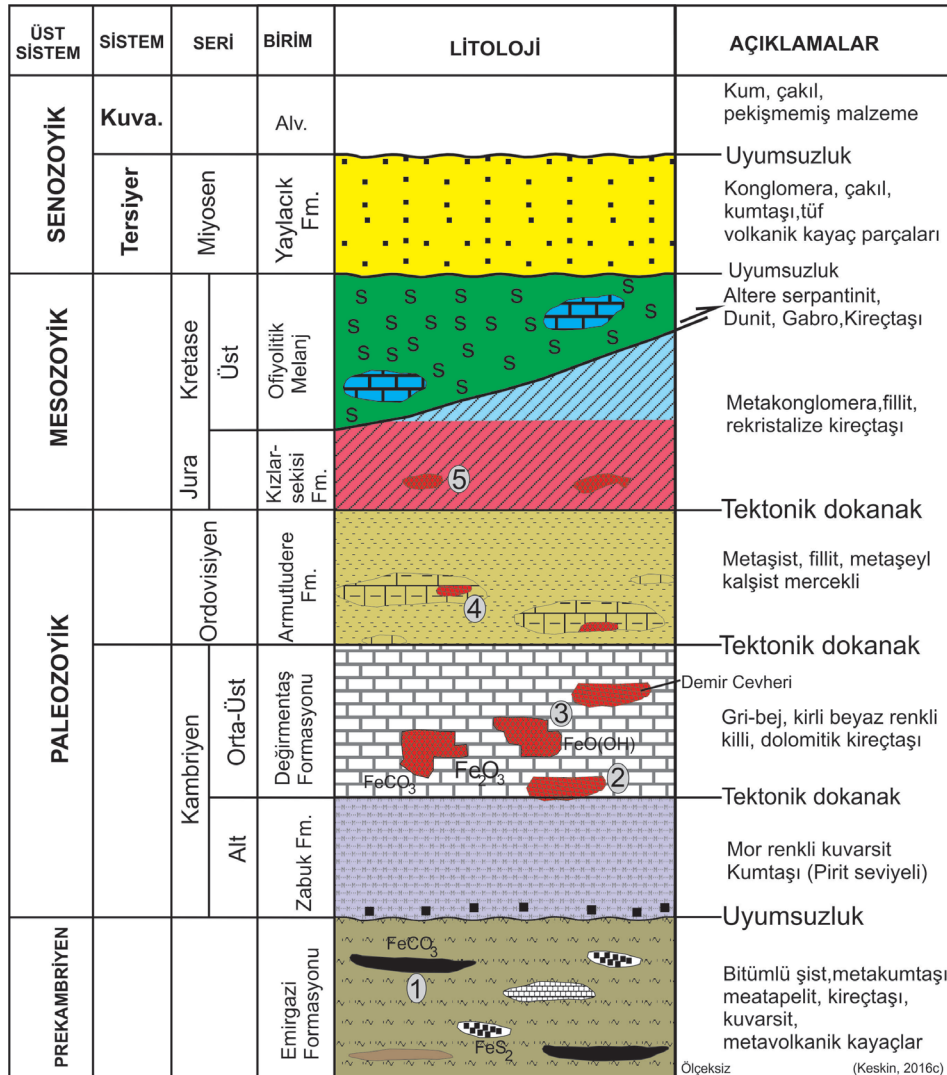


Şekil 2. A) İnceleme alanının Doğu Toroslar'ın tectono-stratigrafik birlikleri içindeki yeri (Özgül, 1976'dan alınmıştır) ve B) Çalışma alanının jeoloji haritası (Arazi çalışmaları, Arkan, 1968; Arda vd., 2009; Akça, 2011'den derlenerek).

Figure 2. A) The location of study area in tectono-stratigraphic units of the Eastern Taurides (taken by Özgül, 1976) and B) Geological map of the study area (Compiled from field studies, Arkan, 1968; Arda et al., 2009; Akça, 2011).

meydana gelen bir ortamda yerleşmiştir. Kireçtaşları ve kumtaşlarının kırılma oluşları nedeniyle kıvrılmaları sırasında faylanmalar çok etkin olmuştur. Yataкта birincil siderit cevherlerinden dönüşen hematit cevherleri yaygındır. Hematitler ve sideritler bozularak götit ve limonite dönüşmüştür. KD-GB yönlü faylar eriyikleri yüzeye ulaştırmıştır (Henden vd., 1978). Prekambriyen birimler içinde yer alan Attepe demir yatağında Attepe Fayı KB-GD doğrultusunda, 48°-51°

arasında güneybatıya eğimli normal fay karakterindedir ve 4.5 km uzunluğuna sahiptir (Şekil 5B). Bu faya bağlı birincil sideritlerden dönüşen hematit ve karstik boşluklarda zenginleşmiş götit cevherleşmeleri olup bunlar günümüzde işletilmektedir. Hematit-götit cevherleşmelerine eşlik eden ve cevherleşmeyle eş yaşlı Attepe Fayı, sağ ve sol yönlü (KB-GD doğrultulu ve 77°-80° arasında kuzeydoğuya eğimli, yan yatım açıları 13°-19° ile güneye eğimli) doğrultu atımlı faylar



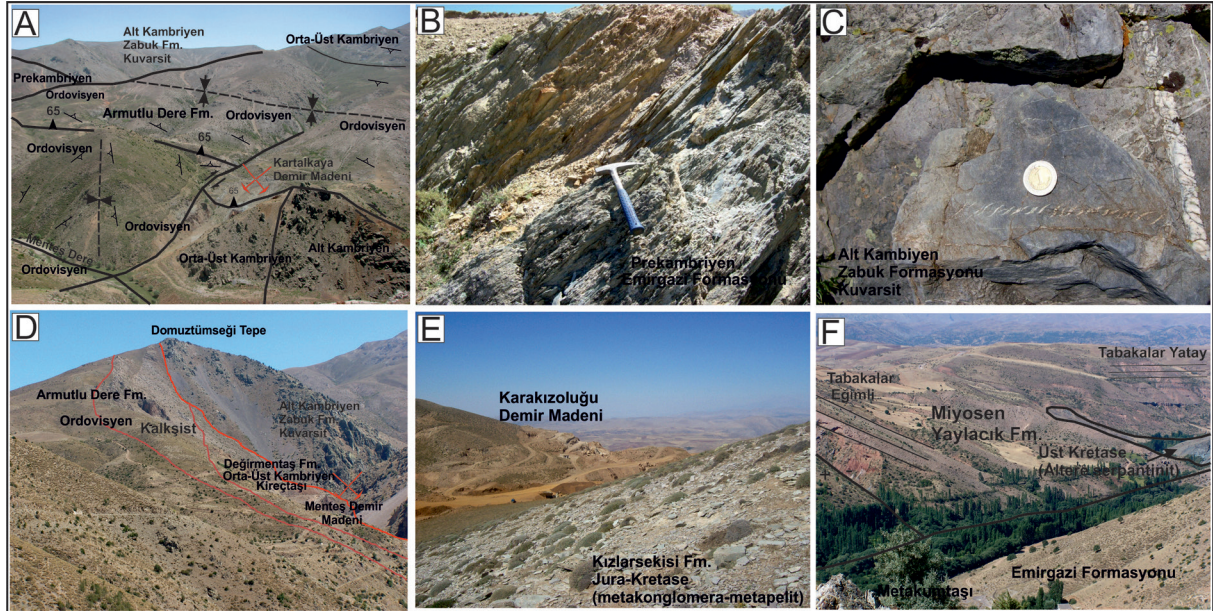
Şekil 3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti ve demir yataklarının (1,2,3,4 ve 5) bu formasyonlar içindeki dağılımı (Şenel vd., 2004'ten değiştirilerek alınmıştır).

Figure 3. Generalized stratigraphic columnar section of the study area and the distribution of iron deposits (1,2,3,4 and 5) in these formations (Modified after Şenel vd., 2004).

tarafından kesilmektedir (Şekil 5C, 5D). Attepe Fayı boyunca meydana gelen fay breşlerinin cevherleşmiş olması, fayın cevherleşme ile eş zamanlı oluştuğunu göstermektedir. Attepe yatağında MTA tarafından yapılan çalışmalarla % 58.44 Fe tenörlü 36 milyon ton rezerv bulunmuştur (Henden vd., 1978; Dağlıoğlu, 1990). Ana cevher zonu KKB-GGD doğrultuda olup yaklaşık 800-900 metre uzunluktadır.

Çalışma alanındaki bir diğer yatak olan Kartalkaya demir madeni götit ve limoniten oluşmakta ve KD-GB doğrultulu ve 65° ile güneydoğuya eğimli bir sol yönlü doğrultulu fay tarafından atıma uğratılmıştır (Şekil 5E, 5F). Fay düzlemi üzerinde ölçülen fay çiziklerinin yan yatım açısı (rake) 5° doğuya doğrudur.

Yaklaşık 4 km uzunluğunda olan bu cevherleşme sonrası doğrultu atımlı fay zonu KD-GB doğrultusunda uzanmaktadır. Alt Kambriyen yaşlı kuvarsit ile Orta-Üst Kambriyen yaşlı kireçtaşları arasındaki dokanağı oluşturan bu faylanma sonucu cevher kesilmiş, atıma uğramış ve yeniden işlenerek zenginleşmiştir. Fay zonu boyunca cevherleşmeyle görülen barit minerallerinde yapılan sıvı kapanım çalışmaları (Keskin vd., 2010b), Kartalkaya Fayı'nın sığ derinlikte bir fay olduğunu göstermektedir. Bu fay zonu boyunca meydana gelen antitetik-sintetik faylanmalar sonucu Uyuzpınarı limonit cevherleşmesi gibi irili ufaklı demir zuhurları da oluşmuştur (Şekil 5E, 5G). Bu limonit zuhuru Kartalkaya Fayı'nın uzantısı olan KB-



Şekil 4. İnceleme alanının arazi gözlemlerine ait görüntüler. A) Formasyonlar arasındaki dokanaklar ve yapısal unsurlar, B) Prekambriyen yaşlı Emirgazi Formasyonu'nun metapelitik kayalar, C) Alt Cambriyen yaşlı Zabuk Formasyonu'nun kuvarsit kayaları üzerinde sol yönlü makaslama zonunu gösteren sigmoidal damarların görünümü, D) Mentеш demir madeni etrafındaki formasyonlar, E) Karakızoluğu demir yatağını içeren Jura-Kretase yaşlı birimler. F) Prekambriyen yaşlı birimler üzerine bindirme ile gelen Üst Kretase yaşlı serpantinize peridotit kayalar ve her ikisi üzerine değişik açılarla gelen Miyosen yaşlı Yaylacık Formasyonu.

Figure 4. Field observations images of the study area. A) The boundary between formations and brittle structures, B) Meta-pelitic rocks of Precambrian aged Emirgazi Formation, C) The sigmoidal veins on the quartzite of the Lower Cambrian aged Zabuk Formation that shows left-lateral shearing zone, D) Formations around Mentеш iron deposit, E) Jura-Cretaceous outcrops including Karakızoluğu iron deposit, F) Upper Cretaceous aged serpentinized peridotites overthrust to Precambrian aged outcrops, and both of them overlaid by different angles outcrops of Miocene aged Yaylacık Formation.

GD doğrultulu ve 60° ile güneybatıya eğimli sol yönlü bir sentetik doğrultu atımlı fay düzlemine bağlı olarak gelişmiştir. Fayın tavan bloğunda ise 5-6 m kalınlıkta kataklastik zon oluşumu görülmektedir. Düzleme yakın kısımlarda yeşilimsi-sarımsı-kırmızımsı-grimsi renkli fay kili oluşumu gözlenirken, daha uzak kesimde breşik oluşum görülmektedir.

Bölgedeki en önemli yataklardan biri olan Karaçat hematit yatağı içindeki Karaçat Fayı, 2.5 km uzunluğuna sahip olup ters fay niteliğindedir (Şekil 5J). Şu anda işletilmekte olan bu yataktaki hematit, götit cevherleri (Şekil 5I), cevherleşme sonrası ters fay dokanağında bulunmaktadır. Karaçat demir yatağı içindeki KD-GB doğrultulu ve 55° ile güneydoğuya eğimli bu ters fay zonundaki cevherleşmiş breşlerin bulunması, cevherin fay breşlerinin içine yerleştiğini göstermektedir. Yani, ilk olarak ters fay yüzeyine birincil hematit cevherleşmesi yerleşmiş, devam eden sıkışmalı (Şekil 5L) deformasyon (ile oluşan yeni fay

breşleri), zondaki mevcut cevheri de etkilediğinden dolayı, cevher parçacıklarını fay breşinin içine almıştır. Bu özellik, fayın cevherleşme sonrası (post-mineralised) ters fayı olduğunun en önemli kanıtlarından birisidir. (Şekil 5J). Bu ters fay birçok doğrultu atımlı ve eğim atımlı faylar tarafından kesilmektedir (Şekil 5H, 5J, 5K). Karaçat demir yatağındaki cevher gövdesi K70D doğrultulu ve 55-60° arasında değişen açılarla güneydoğuya eğimli olup 80-100 metre arasında değişen kalınlık ve 600 metre uzunluk sunmaktadır. Hematit cevheri Orta-Üst Cambriyen yaşlı kreçtaşları içerisinde bu faylanmaya bağlı olarak hidrotermal-metazomatik olarak yerleşmiştir. Cevher gövdesinin kalınlığı fay zonunun kalınlığı ile doğru orantılıdır. Karaçat Demir Yatağı'nda yoğun şekilde ikincil kökenli (geç evre) siderit damarları da izlenir (Şekil 5I). Cevhere kuvars ve az da olsa barit gibi gang mineralleri de eşlik eder. Şu anda özel bir sektöre ait yapılan sondajlı aramalar sonucu işleti-



Şekil 5. Attepe, Karaçat ve Kartalkaya maden yataklarının yapısal özellikleri. A) Attepe demir yatağı, B) Attepe demir yatağında cevherleşmeyi oluşturan cevherleşmeyle eş yaşlı normal fay, C), D) Sektörün güney kesiminde kireçtaşlarını kesen cevherleşme sonrası doğrultu atımlı fay, E), F) Kartalkaya demir yatağı içinden geçen cevherleşme-sonrası sol yönlü doğrultu atımlı fay, G) Sintetik doğrultu atımlı fay tarafından kontrol edilen Uyuzpınarı limonit cevherleşmesi, H) Karaçat demir yatağının kuzeyindeki bazı fayların birbirleriyle olan ilişkileri. F1 fayı sol yanal bileşenli ters fay özelliğinde olup sondaj çalışmalarında 190 m.'de kesilmiştir. F2 fayı sağ yönlü doğrultu atımlı fay ve bu fayı kesen F3 fayı da sağ yanal bileşenli normal fay özelliğindedir, I) Karaçat madeni, litolojisi ve cevherin günümüzdeki konumu, J) Karaçat demir yatağı içindeki ana bindirme fay zonundaki cevherleşmiş breşler, K) Yatak içinde hematit cevherini kesen genç doğrultu atımlı faylar, L) Karaçat madeninin batı sektöründe sıkışmalı rejim sonucu oluşan sıkışmalı dubleks yapıları.

Figure 5. Structural features of Attepe, Karaçat and Kartalkaya iron mines. A) Attepe iron deposit, B) Syn-mineralized normal fault formed to mineralization in Attepe iron deposit, C), D) Post-mineralized strike-slip faults cut the limestones in the south section of iron deposits, E), F) Post-mineralised left-lateral strike-slip fault passes through the Kartalkaya iron deposit, G) The synthetic strike-slip fault controlled to Uyuzpınarı limonite mineralization, H) The relationships between some faults system in the northern part of Karaçat iron mine. F1 is the thrust fault with sinistral strike-slip component explored by drilling at 190 m deep. F2 is right-lateral strike-slip fault is cut by F3 normal fault with dextral strike-slip component, I) Karaçat mine, its litology and position of mineralization for current day, J) Mineralized breccias of the main thrust fault zone in Karaçat iron mine, K) Strike-slip faults cut hematite deposits in mine, L) Contraxional duplex structures caused by compressional regime in the western section of Karaçat mine.

len yatakta ortalama % 55 Fe tenörlü 30 milyon ton rezerv bulunmaktadır. Yatakta süperjen koşullarda oluşmuş götit ve limonit cevherleri de işletilmektedir.

İnceleme alanının güneybatısında Karakızoluğu Tepe'de yer alan Karakızoluğu demir yatağı diğer yataklardan farklı olarak yan kayacı Jura-Kretase yaşlı metakonglomeratik seviyeler içerisinde olup cevher, breşik hematit cevheri şeklindedir. Bu formasyonu oluşturan kayaçlar içinde belli bölgelerde plastik deformasyonun ürünü olan uzama yapıları meydana gelmiş olup ve bu zamanda bir makaslama zonunun geliştiğini göstermektedir. Yatak KD-GB doğrultulu ve 50° ile güneydoğuya eğimli bir ters fay dokanağında bulunmaktadır. Yaklaşık 300 m uzunluğunda olan bu Karakızoluğu Fayı'nın düzlemi üzerindeki kayma çiziklerinin yan yatım değeri 75°'dir.

Çalışma alanındaki yer alan diğer küçük demir yatakları da fay kontrollü olup bu yataklarda hidrotermal hematit, süperjen koşullarda zenginleşmiş götit ve limonit cevherleşmeleri hâkimdir. Faylar genellikle KD-GB doğrultulu ve GB'ya eğimli ters faylardır. Buradaki hematit ve götit cevherleşmelerine barit ve kalsit mineralleri eşlik etmektedir. Baritlerde yapılan sıvı kapanım çalışmaları (Keskin vd., 2010b) bu yataklarda oluşan hematit, götit gibi cevherleşmelerin çok düşük sıcaklıklarda oluştuğu ve cevherin kaynağı olan hidrotermal çözeltilerin sıg derinlikli bu faylardan geçtiğini göstermektedir.

Yukarıdaki arazi bulguları ışığında fay zonları, cevher oluşumunda kanal görevi görebilmektedir (Şekil 5G). Bu zonlar, derinlerden gelen cevher taşıyan hidrotermal sıvıların geçişi sağlayarak, uygun ortamlarda maden yatak ve zuhurlarını oluşturmaktadır. Böylece cevherleşme sonrası faylar tarafından kontrol edilen maden yataklarının oluşum yerlerini de bulmak mümkündür. (Şekil 5F, 5J) (Miller ve Wilson, 2004a; Keskin vd., 2010a). Farklı özelliklerdeki fay atım verilerinin, çoğunlukla maden yataklarını kontrol eden eski fayların yeniden işlemesi ile ilişkili (cevherleşme öncesi faylar) olabileceği düşünülmektedir. Miller ve Wilson (2004a)'nın yapmış olduğu çalışmalarda, fay sistemlerinin yapısal analizlerindeki anahtar problemlerden olan stres alanı doğrultusundaki değişiklikler ve ana stresin büyüklüğündeki değişimlerin cevherleşmeyle olan ilişkisi ortaya konulmuştur. Böylelikle zamanla değişen stress yönlerine bağlı olarak cevher kütlelerinin oluşum modeli ortaya çıkarılmaktadır.

Maden yataklarından elde edilen bu gibi yapısal bilgilerin yardımı ile bir fayın tavan bloğuna bağlı hareket yönleri, sıkışma ve gerilme yönleri hesaplanmakta ve

araştırılan faya ait verilerin asal gerilme değişimleri ortaya konularak yeni yatakların bulunmasına olanak sağlanmaktadır. Bu bağlamda, dünyada faylanma ile ilişkili maden yataklarının ortaya konulmasında birçok araştırma yapılmıştır (örneğin; Taylor vd., 2001; Abia vd., 2003; Brown vd., 2004; McLellan vd., 2004; Miller ve Wilson, 2004b; David, 2008; Ghebreab vd., 2009). Bu çalışmalarda tektonizma ile eş yaşlı meteorik model savunulmuştur. Bu hidrotermal modelde yüzey sıvıları, aktif kara önü kıvrım ve bindirme kuşaklarının oluşumu ile genişlemeli tektonik esnasında çökme sırasında orojenik kuşağa sızmaktadır. Bu sıvılar daha önce var olan cevherleşmeleri oksidasyona uğratarak hematite dönüştürmekte ve Mt. Whalebäck gibi yapısal kontrollü zonlarda devasa hematit yataklarını oluşturmaktadır.

Bu bilgilerin yanında hipotetik olarak, başlangıçta genişleme rejiminin etkili olduğu bir alanda, buna bağlı olarak normal fayların oluşması ve eş zamanlı olarak bu zayıflık zonlarına hidrotermal akışkanların yerleşmesi mümkündür (cevherleşme ile eş yaşlı fay). Daha sonra pozitif terslenme tektoniğine (başlangıçta genişlemeli tektonik fazda çalışan bir fayın ters faya dönüşmesi) bağlı olarak fay zonlarına yerleşmiş cevherlerin cevherleşme sonrası faylar tarafından kesilip atıma uğraması olasıdır.

Bu olasılıklar göz önüne alınarak inceleme alanındaki fayların cevherleşme ile olan ilişkilerini ortaya koymak amacıyla, hemen hemen tüm birimleri etkilemiş olan fay düzlemlerinden 144 adet ölçüm alınmıştır. Diğer çalışmalardan farklı olarak bu bölümde fayları doğrultularına göre değil de, ilk etapta türlerine göre ayırıp değerlendirilmesinin daha doğru olacağı düşünülmüştür. Böylelikle cevherleşmenin hangi deformasyon evresinde oluştuğunun belirlenmesi daha da mümkün olmaktadır. Bu amaçla faylara bağlı verilerden yapılan Kutupsal eşit alan neti yardımıyla stereografik projeksiyonlar hazırlanmıştır. Bu faylar türleri açısından dört grupta belirlenmiş olup bunlar: normal, ters, doğrultulu atımlı ve türü belirlenemeyen faylar olarak gruplandırılmıştır (Şekil 6). İnceleme alanında ölçülen faylardan; normal fayların yaklaşık BKB-DGD doğrultulu, ters fayların KD-GB doğrultulu, doğrultulu atımlı fayların KB-GD, KD-GB ve türü belirlenemeyen fayların KB-GD ve KD-GB hakim doğrultularda olduğu görülmektedir (Şekil 6A-D). Bu fayları oluşturan muhtemel asal gerilme eksenlerinin konumu Şekil 7'de gösterilmiştir. Asal gerilme konumlarına göre inceleme alanında normal fayları oluşturan gerilme kuvvetlerinin muhtemel yönleri KKB-GGD yönlü açılma kuvvetleridir (Şekil 7A). Ters fayları meydana ge-

tiren muhtemel sıkışma yönlerinin konumu K-G yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisini göstermektedir (Şekil 7B). Çalışma alanındaki doğrultu atımlı fayların oluşumu bölgenin batısında yer alan OAFZ ile ilişkili olup muhtemelen BKB-DKD yönlü sıkışma kuvvetleriyle ilişkilidir (Şekil 7C). İnceleme alanında diğer kırık düzlemlerin oluşumu ise farklı gerilme yönlerinin bölgeyi etkilemesiyle ilişkili olmalıdır (Şekil 7D).

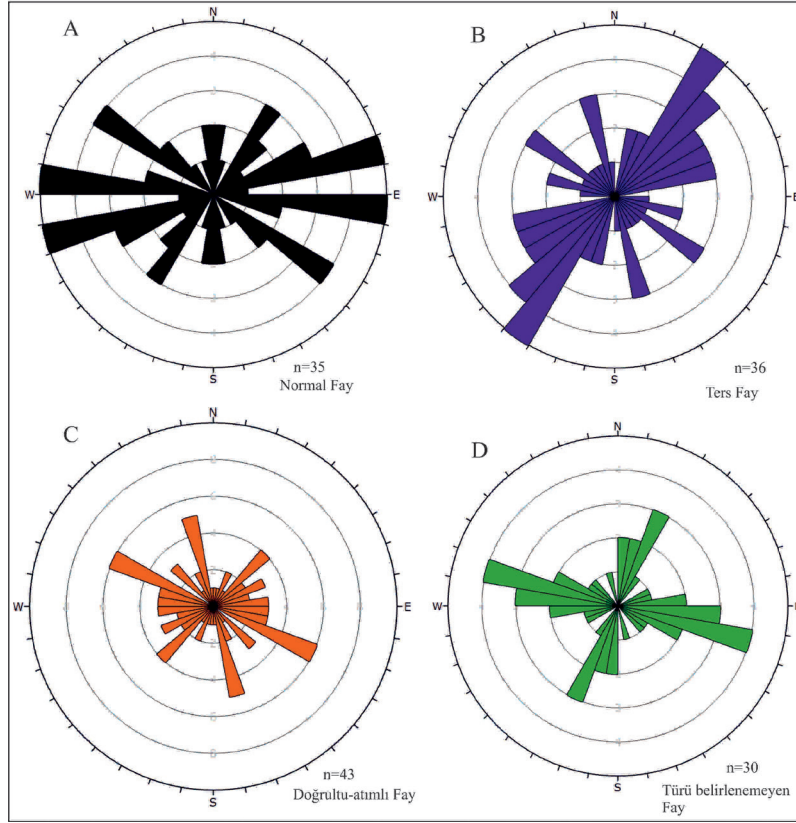
Yukarıda fayların gelişimini sağlayan en büyük (σ_1) ve en küçük (σ_3) asal gerilme eksen konumlarının bölgede etkili olan kıvrımlanma sistemleriyle olan ilişkilerinin de ortaya konulması gerekmektedir. Attepe ve çevresi demir yataklarının bulunduğu inceleme alanında kıvrım tektoniğini şu ana kadar ortaya koyabilecek herhangi bir çalışma yapılmamıştır. Harita alanında makroskopik olarak gözlenen sünümlü deformasyon ürünü olan bu kıvrımlar Prekambriyen, Alt Kambriyen, Ordovisiyen ve Jura-Kretase yaşlı metamorfik kayaların içinde lokal ölçekte olup genellikle krenülasyon klivajlarının oluşturduğu kıvrımlar, kink bantları ve küçük ölçekte antiklinal ve senklinal yapılarıdır. Ayrıca Orta-Üst Kambriyen kireçtaşları içinde tektonizmaya bağlı sürüklenme kıvrımları, flat-ve-flat yapıları ve tabaka duruşlarına göre senklinal ve antiklinal gibi yapılar gelişmiştir. Arazi gözlemleri bölgedeki kayalarda, KB-GD, D-B ve KD-GB yönelimli kıvrımlanmaların varlığına işaret etmekte ve yönlü bir yapı izlenmektedir. Bu düzlemsel yapılardan hazırlanan π ve β diyagramları, formasyon ve yaş olarak ayrı ayrı değerlendirilip mümkün kıvrımların yönelimleri belirlenmiştir. Bu amaçla 601 adet metamorfik kayaç ölçümü ile 111 adet tabaka ölçüsü alınıp hazırlanan diyagramların özeti Şekil 8'de verilmiştir. Böylece bölgedeki kıvrımlanmaları oluşturan her yaş ve formasyon aralığında gelişen sıkışma yönleri fay kinematik verileriyle kıyaslanarak, cevherleşmenin hangi deformasyon fazında geliştiği ortaya çıkarılmıştır.

Fay düzlemi kayma verileri ve kıvrım analizlerine göre, KKB-GGD yönlü sıkışma ve KD-GB yönlü gerilme kuvvetlerinin etkisi bölgede hakim olmuştur. İnceleme alanı tektonik olarak iki ana sol yanal doğrultu atımlı fay zonu arasında yer almaktadır. Orta Anadolu ve Göksu-Yazıyurdu Fay Zonları arasında kalan inceleme alanında, bu iki ana yapı arasında KD-GB uzanımlı geniş bir sol yanal makaslama zonu gelişmiştir. Bu deformasyonda Doğu Anadolu ve Orta Anadolu Fay zonları ile sınırlı deformasyon alanında etkin olması hipotetik olarak beklenen K-G yönlü sıkışma, fay düzlemi kayma verilerine göre KD-GB yönüne kaymıştır. Bu durum, Orta Anadolu ve Doğu Anadolu sol yanal fay zonları arasındaki blok rotasyonla açıklanabilir. (Koç

ve Kaymakçı, 2013). Buna göre, iki ana doğrultu atımlı fay zonu arasında kalan bölge saat yönünde yaklaşık 45 derece rotasyona uğramıştır. Anadolu levhacığının da yapılan paleomanyetik, paleotektonik, neotektonik, gravite ve manyetik çalışmalar ile (Mc Kenzie, 1972; Dewey vd., 1973; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Tatar vd., 1995; Koçyiğit ve Bayhan, 1998; Yılmaz, 2004; Taymaz vd., 2007; Akın ve Çiftçi, 2011), bu levhacığı sınırlayan faylar ile bu plaka içinde oluşan fayların KKB-GGD yönlü bir bölgesel sıkışma olduğunu göstermekte, bu sıkışma rejiminin Miyosen sonu Arap plakasının kuzeye hareket ederek Anadolu levhacığını sıkıştırması sonucu meydana gelen farklı gerilme yönleriyle açıklanabilmektedir (Şekil 1). Bu sıkışma yönünün inceleme alanında elde edilen verilerle uyumlu olduğu görülmektedir. Bu çalışmalardan Akın ve Çiftçi (2011), tüm Türkiye'de pafta bazlı yürüttükleri manyetik, gravite, paleotektonik ve neotektonik çalışmalarla, yapısal süreksizliklerin oluşan maden yataklarıyla olan ilişkisini ve gerilme fazlarını ortaya koymuşlardır. Bu gerilme fazlarının inceleme alanında kalan kesimindeki sıkışma rejimiyle uyumlu olduğu görülmekte ve günümüzde işletilen hidrotermal-metazomatik kökenli geç evre hematit ve süperjen koşullarda oluşmuş götit, limonit gibi oksit-hidroksit cevherleşmelerini oluşturan sistemle ilişkili olduğu düşünülmektedir.

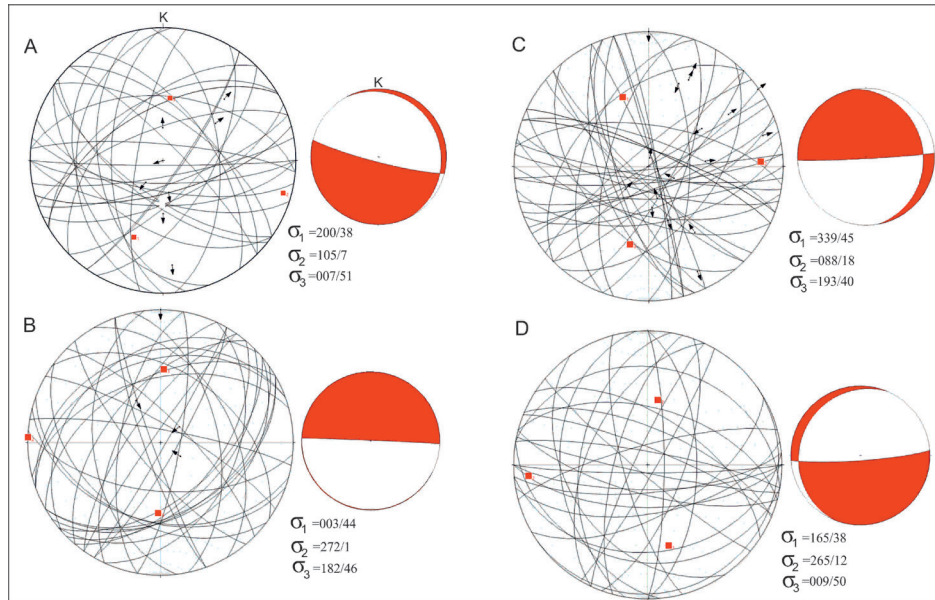
CEVHERLEŞME ÖZELLİKLERİ

Attepe demir yataklarındaki cevherleşmelerin jeolojisine yönelik birçok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmaların büyük bir çoğunluğunda, günümüzde işletilen ve yukarıda yapısal sentezi anlatılan hematit-götit-limonit gibi oksit-hidroksit cevherleşmeleri detaylı olarak ortaya konulmasına rağmen, köken konusunda tektonik ağırlıklı yeterince çalışma yapılmamıştır (Küpel, 1986; Küpel, 1991; Dağlıoğlu ve Bahçeci, 1999; Dağlıoğlu ve Arda, 2000; Arda vd., 2008; Dayan vd., 2008; Tiringa vd., 2009). Yapılan çalışmalarda cevherleşme 5 ayrı seviyede gözlenmiştir (Keskin, 2016c). Bu çalışmalardan farklı olarak ilk 4 seviyede oluşan cevher oluşumu aynı, 5. seviyede oluşan cevher oluşumu, oluştuğu yan kayaç özelliğinden dolayı ayrı sınıflandırılmıştır. Bunlar, (1) Prekambriyen yaşlı birim içinde sedimanter siderit ve pirit, (2) Alt Kambriyen yaşlı kuvarsit ile Orta-Üst Kambriyen yaşlı kireçtaşları arasında genellikle hidrotermal-dolgu tipi hematit, götit, (3) Orta Kambriyen yaşlı kireçtaşları içinde genellikle hidrotermal-metazomatik hematit, siderit, ankerit ve süperjen götit-limonit, (4) Ordovisiyen içindeki kalkıştırcı mercerleri ile şeyller içerisinde hidrotermal siderit ve hematit ve (5) Jura-Kretase



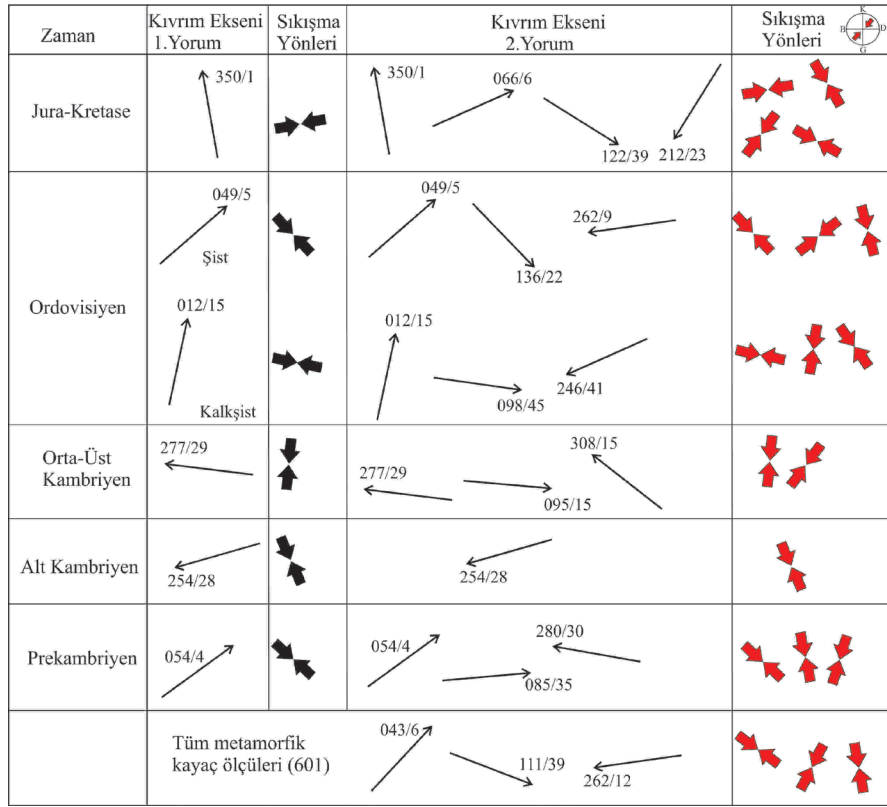
Şekil 6. Çalışma alanındaki fayların doğrultu gül diyagramları; A) Normal fay, B) Ters fay, C) Doğrultu atımlı fay, D) Türü belirlenemeyen faylar.

Figure 6. Fault directions of rose diagrams in the study area; A) Normal fault, B) Reverse fault, C) Strike-slip fault, D) Undetermined faults.



Şekil 7. Çalışma alanındaki tüm fayların en büyük ve en küçük asal gerilme konumlarını gösteren diyagramlar; A) Normal fay, B) Ters fay, C) Doğrultu atımlı fay, D) Türü belirlenemeyen faylar.

Figure 7. The diagrams show the locations of maximum and minimum principal stress of all faults in the study area; A) Normal fault, B) Reverse fault, C) Strike-slip fault, D) Undetermined faults.



Şekil 8. İnceleme alanındaki kıvrımların formasyon ve yaşlara göre olası kıvrım eksenleri ve sıkışma yönlerinin konumu.

Figure 8. The location of the possible fold axes and compression directions of folds with respect to the formation and ages in the study area.

yaşlı metakonglomeralar içerisinde breşik hematit cevheri olarak görülmektedir.

Siderit oluşumları, Prekambriyen yaşlı metapelit, sleyt, fillit, şeyl ve metakumtaşlarıyla uyumlu olarak ve yine Prekambriyen yaşlı birimler içindeki volkanik kayalarla (metavolcano-tortul, andezitik, bazaltik tüf) birlikte görülmektedir (Şekil 9). Piritler formasyon içindeki birimlerde saçınımlı olarak izlenmektedir (Şekil 9D). Çok az sayıdaki çalışma Prekambriyen yaşlı birincil cevherin sedimanter özellikte olduğu ve ayrıca, tektonik hatlara bağlı büyük siderit ve ankerit kütleleri şeklinde görüldüğünü (Ünlü ve Stendal, 1989) ve cevherleşmenin daha sonradan hidrotermal-metazomatik etkiyle hematitleşmeye (Şekil 9C) uğradığını göstermektedir. Çalışma alanında işletilen yataklardan sadece Attepe demir yatağı içinde ve Karaçat demir yatağının 2 km kuzeybatısındaki Demirçoluğu Dere içinde birincil kökenli sideritler ortaya konulmuştur (Şekil 9). Ayrıca çalışma alanının güneyinde Bekirhacılı Köyü'nde (Arda vd., 2009; Tiringa vd., 2009; Tiringa, 2016) Taşlık demir madeninde de

ilksel siderit oluşumları tespit edilmiştir. Şistoziteye uyumlu sin-sedimanter siderit ($FeCO_3$) cevherleşmelerinin varlığı (Şekil 9E ve F) inceleme alanına farklı bir bakış açısı kazandırmıştır. Prekambriyen birimler içinde metamorfik ve volkanik kayalarla birarada tespit edilen (Şekil 9G ve H) bu demir karbonat cevherleşmelerinden çözünen demirin, Kretase sonrası ofiyolit yerleşiminden sonraki dönemde gelişen faylarla yukarı taşınması ve Orta-Üst Kambriyen yaşlı kireçtaşları ile daha genç birimleri metazomatize ederek bugünkü işletilen geç evre oksit-hidroksit yataklarını oluşturduğu görülmektedir (Şekil 5).

Çalışma alanındaki maden yataklarının içinde ve çevresinde bulunan birincil (sin-sedimanter) ve ikincil (hidrotermal) siderit ($FeCO_3$) örneklerinde yapılan parlatma ve SEM-EDAX (EDS) çalışmaları ile Prekambriyen çökeller içindeki sideritlerin mineral parajenezi ve kökeni ortaya konulmak istenmiştir. İlksel oluşumlu masif sideritlerde makro olarak kristallenme belirgin değildir. İkincil oluşumlu sideritlerde makro olarak dilinimler daha belirgin ve bal mumu kristali şeklindedir

(Şekil 9B). Bu çalışmalarda sideritten çözünme aşısı hematit, götit ve limonit cevherleşmeleri tespit edilmiştir (Şekil 9C ve 10). El örneğinde kireçtaşına benzeyen birincil kökenli masif görünümlü sideritlerin parlak kesitlerinde (Şekil 10A), koyu gri yansıma rengi ve açık kahverengi iç yansıma belirgindir (Şekil 10B). Parlak kesitlerde rombohedral kristalli sideritlerin hematitler tarafından ornatıldığı ve her ikisinin de kenarlarından ve çatlaklarından itibaren götitlediği izlenmektedir (Şekil 10C ve E). Hematit mineralleri açık gri renk tonlarında olup daha düzgün yüzeylere sahip ve özşekli kristaller halindedir. Ayrıca kesitlerde kalsit dilinimleri içinde de görüldüğü gibi karbonat iskelet dokusu ve oluşan boşluklarda hidratasyon sonucu kısmen kolloform yapıya götitlediği hematitler izlenmektedir (Şekil 10D). Burada demirli karbonatlar hematitlemiş, lepidokrozitlemiş ve götitlediği hematitlerde görülen küresel yapılar tekrarlanan rekristalizasyonu göstermektedir (Şekil 10F). Cevherleşme sonrası tektonik rejimde gelişen deformasyon sonucu demir karbonat mineralleri olan sideritler parçalanarak breşik yapı kazanmışlardır (Şekil 10G). Demir oksit minerallerinin yanında pirit gibi sülfid mineralleri de gözlenmektedir. Deformasyonun ileri safhalarında mineraller arasında ve içinde özşekli kristaller halinde olan piritler katalastik yapıya görülmektedir (Şekil 10H).

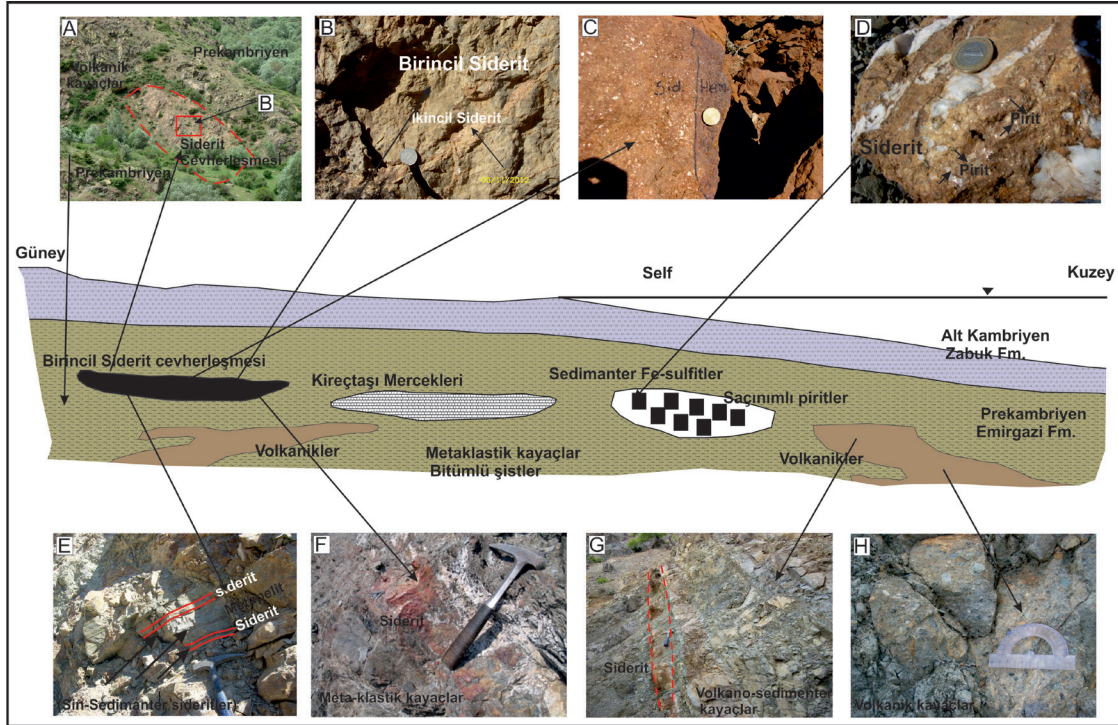
Cevher mikroskopisi çalışmaları ile ayırt edilemeyen mineraller SEM çalışmaları sonucu ortaya konulmuştur. SEM-EDS çalışmaları ve optik mikroskop sonuçlarına göre sedimanter sideritlerin mineral parajenezi, magnezyo-siderit, hematit, götit, limonit, ankerit, pirit, lepidokrozit, dolomit, kalsit, kuvars, aktinolit, apatit ve biyotittir (Şekil 10, 12). Biyotit ve aktinolit gibi mafik kayaç yapıcı minerallerin bulunması (Şekil 11C, E ve Şekil 12H) bu Prekambriyen yaşlı birimler içinde oluşan siderit cevherleşmelerinin oluşumu sırasında, volkanik bir etkinin (olasılıkla volkanik kayalardan çözünen demir) olduğuna işaret etmektedir. Arazi verileri de bu bulguları (Şekil 9) desteklemektedir. Cevherleşme içinde grimsi renk tonlarında ve küçük kümelenme şeklinde görülen apatit gibi gang minerallerinin oluşumu (Şekil 11C ve Şekil 12C) diyajenetik süreçlerle ilişkili olabilmektedir (Kholodov ve Butuzova, 2004; Bolhar vd., 2005).

OKSİJEN ($\delta^{18}\text{O}$) VE KARBON DURAYLI ($\delta^{13}\text{C}$) İZOTOP JEOKİMYASI

Attepe ve çevresindeki demir yataklarında günümüzde işletilen geç evre hematit ve süperjen götit-

limonit yataklarının oluşumu Emirgazi Formasyonu içindeki metapelitik ve volkanik kayalarla ilişkili sin-sedimanter oluşumlu siderit cevherleşmeleriyle doğrudan ilişkilidir (Keskin ve Ünlü, 2016a, b). Bu siderit cevherleşmelerinin petrografik özellikleri ve duraylı izotop bileşimleri, onların çökeltme ortamları içinde veya diyajenetik oluşumları sırasındaki çökeltme ve dağılımlarını ortaya çıkarma açısından önemlidir. Karbonat minerallerinin geniş çökeltme ortamları (Şekil 9) ve diyajenetik rejimler içindeki kökeni, izotopik bileşimleri ve dağılımı birçok çalışmayla ortaya konulmuştur (Hangari vd., 1980; Pye vd., 1990; Morad vd., 1994; Huggett vd., 2000; Fernandez-Nieto vd., 2003; Wang vd., 2015). Sideritler tipik olarak indirgeyici, sülfür bakımından fakir ortamlarda çökeltir ve oksijen ve sülfürün az olduğu suboksik, metanca zengin jeokimyasal ortamlarda gelişir (Hemi, 1985; Morad, 1998; El-ghali vd., 2006). Sideritlerin izotop jeokimyası onların oluştuğu ortamdaki sıvıların denizel, meteorik veya denizel-meteorik bileşimli olup olmadığını da göstermektedir. Bu amaçla inceleme alanında daha önce yapılan çalışmalarda, doğrudan birincil kökenli siderit cevherleşmelerinin oluşum koşulları ortaya konulmamıştır. Genellikle sonradan metazomatik-hidrotermal süreçlerde oluşan ve Orta-Üst Kambriyen yaşlı kireçtaşları içinde meydana gelen geç evre oksit-hidroksit-sülfid-sülfat cevherleşmeleri ile ikincil siderit oluşumları üzerinde O, Sr, S ve C izotop çalışmaları yapılmıştır (Küpeli vd., 2007). Bu amaçla inceleme alanında yer alan demir yatakları ve çevresindeki mostralardan sistematik olarak alınan (Şekil 9) birincil (sin-sedimanter) ve ikincil (hidrotermal) 11 adet siderit (FeCO_3) örneğinden duraylı izotop çalışmaları yürütülerek cevherleşmenin kökeni hakkında yorumlamalara gidilmiştir. Analizler Arizona Üniversitesi, İzotop laboratuvarlarında yapılmıştır.

Analizlerde siderit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri, bir gaz-oranlı kütle spektrometrisine (Finnigan MAT 252) bağlı otomatik bir karbonat hazırlayıcısı (Kiel III) kullanılarak ölçülmüştür. Toz numuneler 70°C 'de vakum altında kurutulmuş ve fosforik asit ile reaksiyona sokulmuştur. İzotop oranı ölçümü, NBS-18 ve NBS-19 uluslararası standartlarına uygun, tekrarlanan ölçümlerine dayalı olarak (hassasiyet $\delta^{18}\text{O}$ için $\pm 0.10\%$ ve (1 sigma) $\delta^{13}\text{C}$ için $\pm 0.08\%$) kalibre edilmektedir (Gilg vd., 2003). Tüm izotop sonuçları uluslararası PDB (Pee Dee Belemnite) ve V-SMOW (Vienna-standart Ortalama Okyanus Suyu) standartlarına göre per mil olarak kayıt altına alınmıştır (Çizelge 1). Birincil sideritlerdeki $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ değerleri $\pm 0.71\%$



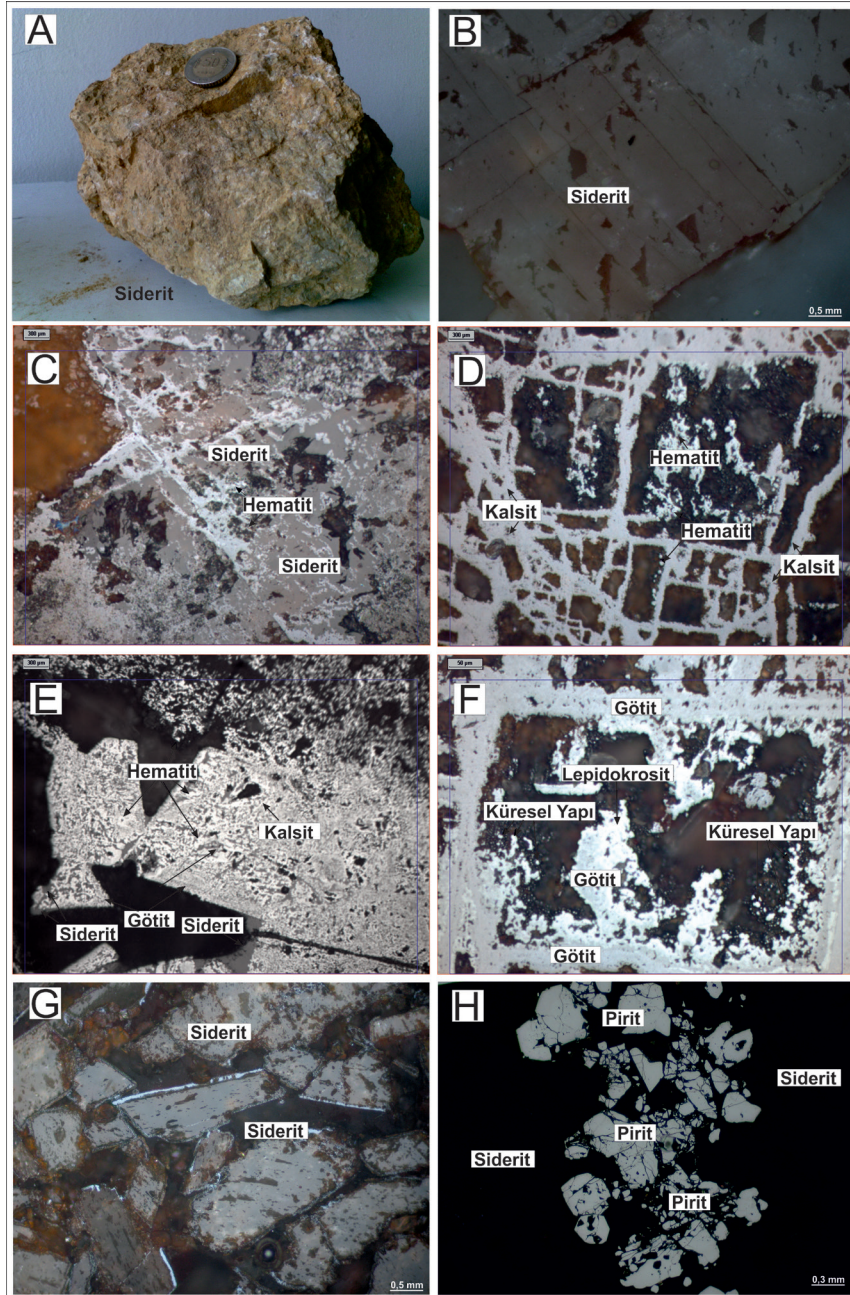
Şekil 9. Prekambriyen yaşlı birimler içinden alınan birincil sideritlerin arazi görünümü. Birincil sideritlerin oluşumu formasyon içindeki birimlerle uyumlu olup volkanik kayalarla ilişkili olabileceği görülmektedir (Paleo-coğrafik profil Demirel ve Kozlu, 1997'den değiştirilerek alınmıştır) (Şekil 9F, Dayan 2007'den alınmıştır). Şekil açıklamaları için lütfen metne bakınız.

Figure 9. Field photos of primary siderite taken by Precambrian aged outcrops. The formation of primary mineralizations is compatible with the rocks in formation and, may be related to volcanic rocks (Paleo-geographic profile modified from Demirel and Kozlu, 1997) (Figure 9F taken by Dayan, 2007). Please see the text for figure explanations.

ile ‰-1.62 arasında, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ değerleri ‰-9.95 ile ‰-10.68 arasındadır. Buna karşın ikincil oluşumlu sideritlerdeki $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ değerleri ‰-6.57 ile ‰-7.94 arasında, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ değerleri de ‰-10.29 ile ‰-11.28 arasındadır (Çizelge 1). Analiz sonuçlarına göre birincil kökenli siderit cevherleşmeleri, denizel ortamlarda oluşan ve çökelen karbonatlarda meydana gelen düşük manganlı diyajenetik siderit oluşumlarına, ikincil sideritler ise hidrotermal kökenli demir oluşumlarına işaret etmektedir (Şekil 13).

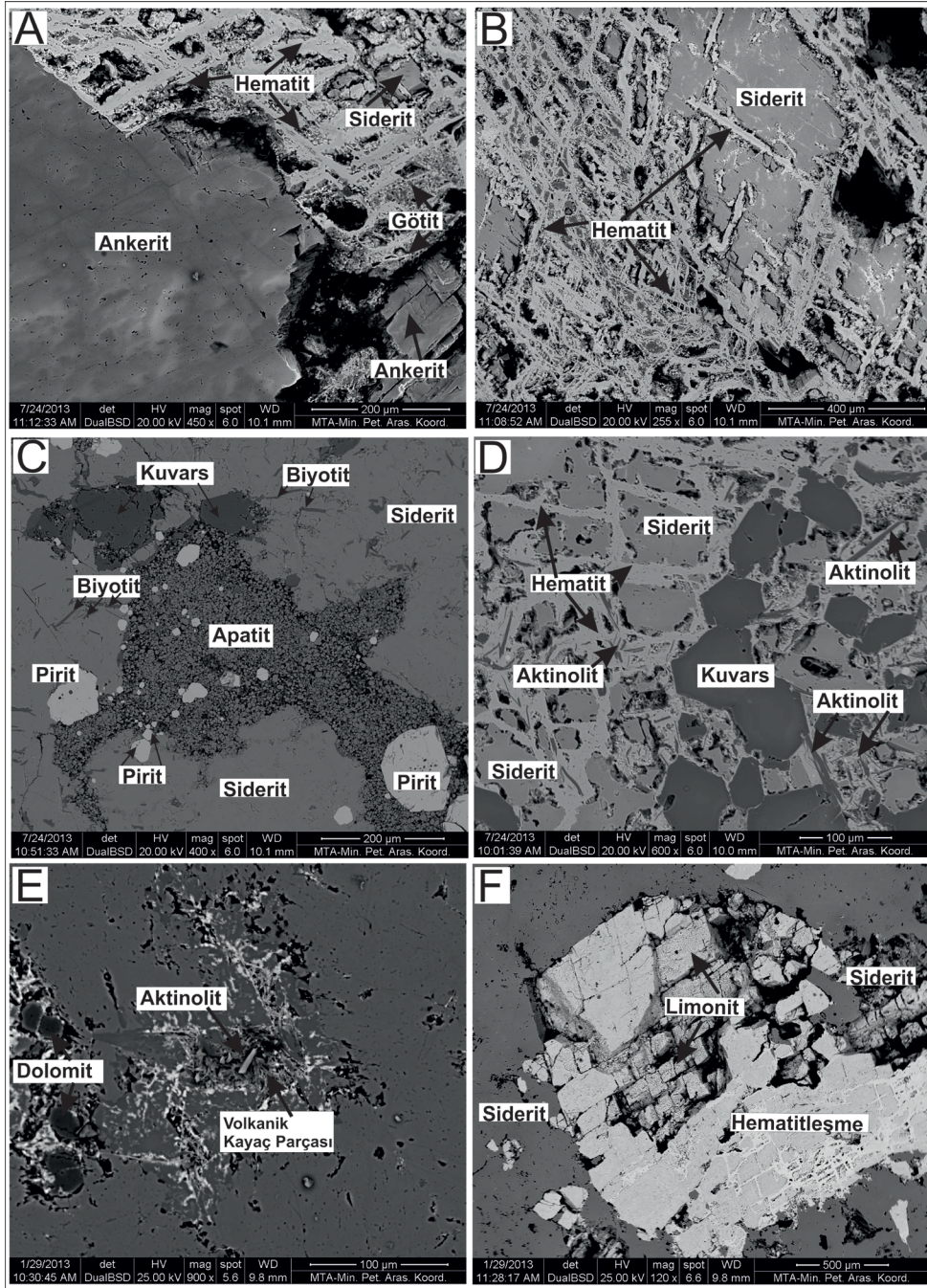
Attepe ve çevresindeki demir yataklarına yönelik önceden yapılan izotop çalışmaları verileri derlenerek bir diyagram üzerinde gösterilmiştir (Şekil 14). Dolayısıyla çalışma alanında daha önce elde edilen oksijen ve karbon izotop sonuçları bu çalışmada elde edilen verilerle kıyaslanmıştır. Önceki çalışmalarda rekristalize olmuş Orta-Üst Cambriyen yaşlı kireçtaşlarından (13 adet) ve damar-tip olarak isimlendirilen cevherler içindeki sideritlerden (14 adet) oksijen ve karbon izotop çalışmaları yapmıştır (Küpeli vd., 2007).

Kireçtaşlarındaki $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ değerleri ‰-0.80 ile ‰2.30 arasında, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ değerleri de ‰16.18 ile ‰21.90 arasındadır. Sideritlerdeki $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ değerleri ‰-8.20 ile ‰10.10 arasında, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ değerleri de ‰17.50 ile ‰18.30 arasındadır. Bu çalışmada primer sideritlerden elde edilen $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ değerleri de ‰19.80 ile ‰20.66 arasında, ikincil oluşumlu sideritlerden elde edilen $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ değerleri de ‰18.50 ile ‰20.30 arasındadır. Elde edilen verilen diyagram üzerinde gösterildiğinde (Şekil 14), birincil siderit cevherleşmelerinin oluşum ortamlarınının, denizel karbonatların (Baker ve Fallick, 1989; Hoefs, 1997) oluştuğu alanda ve karbonat çözülmesinin başlangıç safhalarında oluştuğunu göstermektedir. İkincil geç evre hidrotermal oluşumlu sideritler ise önceki çalışmada elde edilen sideritlerin izotop sonuçlarıyla aynı alana düşmektedir. Bu da önceki çalışmada siderit oluşumlarının birincil değil, ikincil, geç evre hidrotermal cevherleşmeler olduğunu göstermektedir. Birincil kökenli düşük manganlı sin-sedimanter siderit cevherleşmelerindeki $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ değerlerinin 0'a yakın olması, bunların denizel



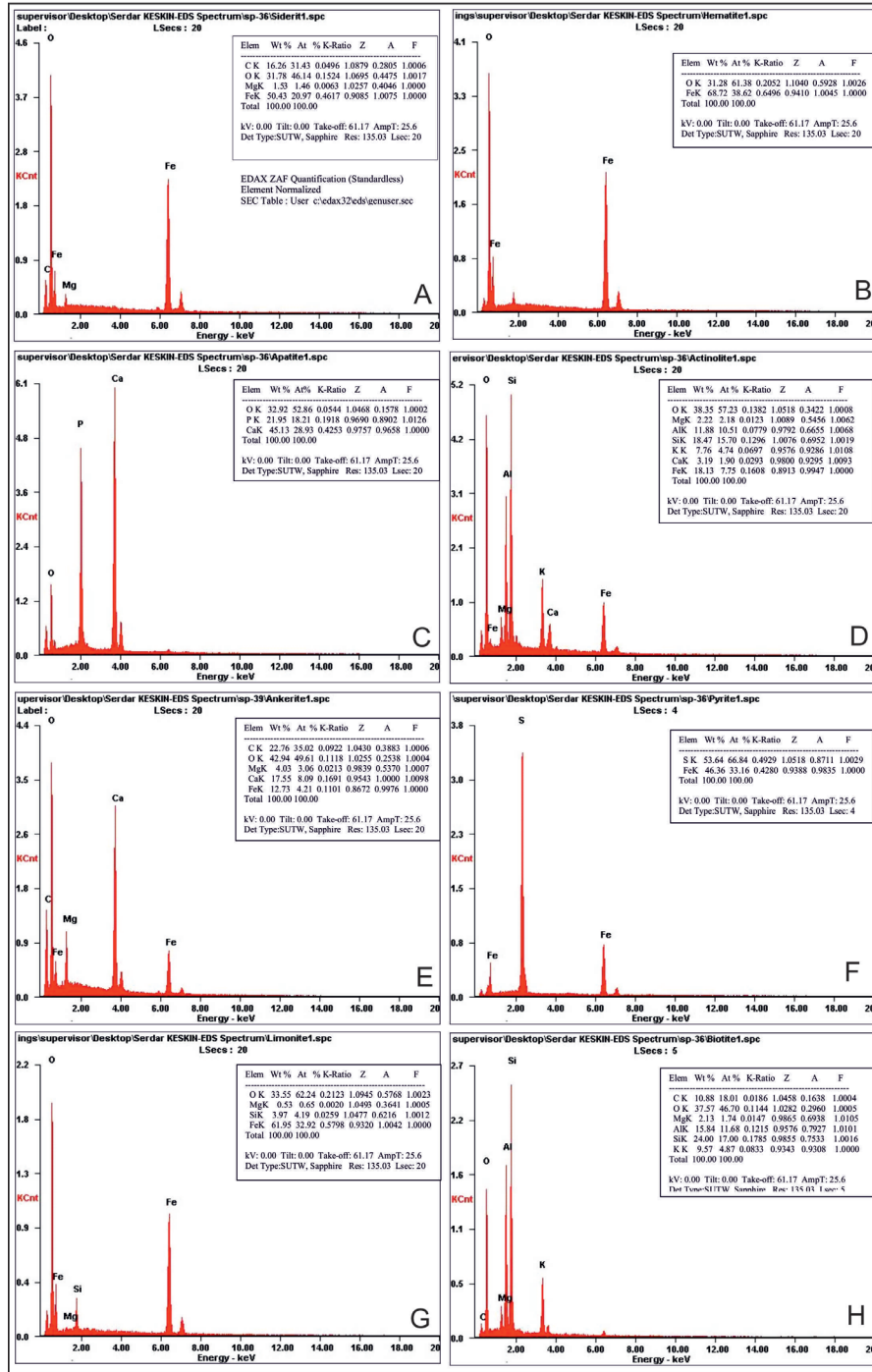
Şekil 10. Masif birincil siderit örneklerindeki mineral parajenezi. A) Prekambriyen birimler içinde oluşan masif birincil siderit cevherleşmesi, B) Rombohedralik yapıli siderit kristali, C) Siderit minerallerinin ornatımı sonucu oluşan hematit cevherleşmesi, D) Karbonat iskelet dokusu içinde kalsitlerin yerini kolloform yapıli götittlemiş hematitler, E) Siderit kristallerinin kenarlarından itibaren hematit ve götit minerallerine dönüşümü, F) Rekristalizasyon sırasında meydana gelen küresel yapılar ve kolloform yapıli götit-lepidokrosit gibi sulu oksit minerallerinin oluşumu, G) Deformasyon sonucu oluşan breşik yapıli sideritlerin görünümü, H) Siderit minerali içindeki kataklastik yapıli pirit oluşumları.

Figure 10. Mineral paragenesis of primary massive siderite samples. A) Primary massive siderite mineralization occurred in Precambrian outcrops, B) Rhombohedral-texture of siderite crystals, C) Hematite mineralization developed by replacement of siderite minerals, D) Colloform-texture of goethite-hematite replacing to calcite in carbonate-frame texture, E) Hematite-goethite mineralization return from the edges of siderite crystals, F) Spherul-textures formed during the recrystallization, and hydrous-oxide minerals occurred as colloform-texture goethite-lepidocrocite, G) The view of brecciated-texture of siderite caused by deformation, H) Cataclastic-texture of pyrite occurrences in siderite minerals.



Şekil 11. Bazı birincil siderit minerallerinin SEM-BSE görüntüleri. Demir karbonat minerallerinin; ankerit, götit (A), hematit (A, B ve F) ve limonite (F) dönüşmesi. Hematit oluşumları sideritlerin kenar ve çatlaklarından itibaren büyüyüp gelişmektedir. Yarı-özşekilli pirit (C) ve özşekli ikincil kuvars mineralleri (D) sideritler içerisinde ayırt edilebilmektedir. İğnemsiz biyotit (C), ve çubuksu görümlü aktinolit (D ve E) minerallerinin varlığı siderit oluşumunda volkanik süreçlerinin de etkili olduğuna işaret etmektedir. Apatit minerallerinin oluşumu (C) cevher oluşumunda diyagenetik süreçlerin de varlığını belirtmektedir.

Figure 11. SEM-BSE images of some primary siderite minerals. Iron carbonate minerals return to ankerite, goethite (A), hematite (A, B and F) and limonite. Hematite occurrences develop and grow from the edge and fractures of siderite minerals. C) Subhedral pyrite and D) euhedral secondary quartz minerals are distinguished in siderite minerals. Presence of some minerals such as styliform-texture biotite (C), and fibrous-texture actinolite, indicate the volcanic process may be effective to formation of siderite. The formation of apatite mineralizations (C) indicate the existence of diagenetic processes during the ore formation.



Şekil 12. Prekambriyen birimler içindeki bir kısım birincil sideritlerin SEM-EDS analiz sonuçları. EDS sonuçları (A) siderit (FeCO₃) cevherleşmeleri içindeki (B) hematit (Fe₂O₃), (C) apatit (Ca₅(PO₄)₃), (D) aktinolit (Ca₂(Mg,Fe)₅Si₈O₂₂(OH)₂), (E) ankerit (Ca(Fe,Mg)(CO₃)₂), (F) pirit (FeS₂), (G) limonit ve (H) biyotit (K(Mg,Fe)₃(Al,Fe)Si₃O₁₀(OH)₂) minerallerinin oranları ortaya konulmuştur. EDS analizleri siderit cevher örnekleri içinde yapılmıştır.

Figure 12. SEM-EDS analysis results of some primary siderite mineralization in Precambrian outcrops. EDS results demonstrated to minerals rates of (A) siderite (FeCO₃), (B) hematite (Fe₂O₃), (C) apatite (Ca₅(PO₄)₃), (D) actinolite (Ca₂(Mg,Fe)₅Si₈O₂₂(OH)₂), (E) ankerite (Ca(Fe,Mg)(CO₃)₂), (F) pyrite (FeS₂), (G) limonite, and (H) biotite (K(Mg,Fe)₃(Al,Fe)Si₃O₁₀(OH)₂) in siderite mineralizations. EDS analyses were conducted in samples of siderite ores.

karbonatların (‰0) (Hoefs,1987) olduğu ortamda olduğunu göstermektedir. Ayrıca Kambriyen'den Tersiyere kadar olan zaman aralığında oluşan karbonatlı minerallerinin $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ değerleri 0'a yakındır (Faure,1986). İkincil siderit cevherleşmelerinin $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ değerleri de doğal olarak denizel karbonatların $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ değerlerinden düşüktür ve bu cevherleşmelerin bölgede işletilen geç evre hidrotermal-metazomatik oluşumlu hematit cevherleşmeleriyle birlikte aynı zamanda oluştuğunu ve meteorik sıvıların da oluşumunda etkili olduğunu göstermektedir (Dayan vd., 2008; Arda vd., 2009). Bu sideritler derinlerden gelen demirce zengin eriyiklerin, kireçtaşlarındaki karbonat çözülmesi sırasında (Şekil 14) kireçtaşlarını metazomatize ederek çökmesiyle oluşmuştur. Kireçtaşlarındaki $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ değerlerinin siderit cevherleşmelerindekinden yüksek olması, bölgesel metamorfizma ve Prekambriyen yaşlı Emirgazi Formasyonu içinde oluşan metapelitik-bitümlü şeylerin varlığıyla açıklanabilir.

Prekambriyen yaşlı bitümlü şeyler ve metapelitik kayalar içindeki sedimanter piritler (Fe-sülfidler) ve birincil baritlerden (sülfatlar) da elde edilen izotop değerleri (Küpeli vd., 2007), birincil siderit cevherleşmelerinin oluşum koşullarıyla örtüşmektedir. Sedimanter Fe-sülfidler olan piritlerden (Şekil 10D) elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri (‰22.30-23.00) ile baritlerden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ (‰32.40-38.30 arası) ve $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ değerleri (‰12.20-14.70 arası) daha geç evre ve süperjen cevherleşmelerle kıyaslandığında, Permiyen-Tersiyer zaman aralığındaki deniz suyunun $\delta^{34}\text{S}$ (‰10-22 arası) ve $\delta^{18}\text{O}$ (‰7-12 arası) değerlerinden daha yüksektir (Claypool vd.,1980). Bu sülfür ve oksijen izotopik değerler ile birincil kökenli sideritlerden elde edilen $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ değerleri (‰19.80-20.66 arasında), Prekambriyen-Kambriyen zaman aralığındaki deniz suyunun izotop içeriklerine yakınlık göstermektedir (Claypool vd., 1980). Ayrıca sedimanter piritlerdeki bu $\delta^{34}\text{S}$ değerleri de Geç Proterozoyik zamanındaki deniz suyu değerlerine de yakınlık göstermektedir. Sedimenter pirit oluşumları, değişik çökme yapısı ve diyajenetik özellikler gösteren organik maddelerle birlikte bulunan, şeyl-fillit türü kayalar içerisinde mevcut olup (Ayhan vd., 1992), bunların İnfra-Kambriyen esnasında hüküm süren indirgen ortam şartlarında oluştuklarını göstermektedir.

TARTIŞMA VE DENEŞTİRME

Jeolojik süreçler boyunca tektonizmanın etkili olduğu Doğu Toroslar'ın batı kesiminde yer alan bölgede Paleosen-Eosen zaman aralığında (Ayhan vd.,1992;

Dayan, 2007; Küpeli, 2010) olduğu düşünülen ve şu anda çoğunlukla yan kayacı Orta-Üst Kambriyen yaşlı kireçtaşları olan ve işletilen (Attepe, Karaçat, Elmadağbeli demir yatakları) geç evre hematit ve süperjen götit-limonit gibi cevherleşmelerin oluşum kökeni konusunda tartışmalar halen devam etmektedir. Bölgede cevherleşmenin yaşı ile ilgili şu ana kadar herhangi bir çalışma yapılmamıştır. Yapılan tüm çalışmalarda cevher-yan kayaç modellemesi üzerinden gidilmiştir. Arazi gözlemleri, cevher mikroskopisi, SEM analizleri ve izotop çalışmalarından elde edilen sonuçlara göre Emirgazi Formasyonu içindeki birincil (sinjenetik) sideritler, denizel bir ortamda, sedimanter ve diyajenetik koşulların hakim olduğu, karbonatlı kayaçların çökeldiği Prekambriyen-Kambriyen zaman aralığında çökelmiş ve oluşmuştur. Kretase sonrası dönemde gelişen KD-GB yönlü faylar kanal görevi yaparak, Prekambriyen yaşlı Emirgazi Formasyonu içindeki birincil siderit (ve +/-pirit) cevherleşmelerini çözerek Fe elementinin, Kambriyen ve daha genç birimler içerisine taşınmasını sağlayarak hematit yataklarını oluşturmuşlardır (Keskin, 2016c). Paleosen-Eosen sırasındaki nap hareketleri (Özgül, 1976) ve Miyosen döneminde gelişen fay zonlarında yaygın biçimde gelişen karstlaşma ve yüzeysel alterasyon olaylarının etkisinde kalan cevherler oksitlenerek limonit ve götit gibi süperjen cevher mineralerine dönüşmüşlerdir. Miyosen ve sonrası tektonik rejimde gelişen en genç sistemleri oluşturan KD-GB ve KB-GD uzanımlı sol ve sağ yanal doğrultu atımlı faylar (cevherleşme sonrası faylar) alandaki tüm kırık sistemlerini ve cevherleşmeleri kesmektedir. Geç Miyosen'den itibaren geliştiği düşünülen bu faylar, doğrultu atım karakterinde olmakla beraber, az da olsa eğim atım bileşenine de sahiptirler.

Prekambriyen yaşlı Emirgazi Formasyonu'nun birimleri içinde yer alan primer siderit cevherleşmelerinin ve sedimanter piritlerin bulunduğu ortam ve kayaç litolojisi, Batı Toroslar'da Güvercinoluk Formasyonu (Bozkaya vd., 2006; Gürsu ve Göncüoğlu, 2006), Orta Toroslar'da tanımlanan Kozan Formasyonu (Özgül ve Kozlu, 2002), Sultandağlar'ında ve Doğanhisar bölgesinde Gökoluk Formasyonu (Özgül vd., 1991), Amanos Dağları yöresinde Eğribucak Formasyonu (Atan, 1969), Doğu Toroslar'da Tufanbeyli-Kozan bölgesinde yer alan tuf-tüfit ara seviyeli kumtaşı, kiltası, silttası ve kuvarsitlerden oluşan Oruçlu Formasyonu (Özgül ve Kozlu, 2002), Mardin-Derik bölgesinde Prekambriyen yaşlı andezit, spilitik andezit, aglomera, kumtaşı, silttası, konglomera ve benzeri kaya birimlerini içeren Telbesmi Formasyonu (Ketin, 1966), diyabaz

Çizelge 1. Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) ve Karbon ($\delta^{13}\text{C}$) izotop analiz sonuçları.Table 1. Results of Oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) and Carbon ($\delta^{13}\text{C}$) isotope analysis.

| Örnek No | Mineral | Oluşum | $\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB | $\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB | $\delta^{18}\text{O}$ ‰ VSMOW | C std dev. | O std dev. |
|----------|---------|----------|---------------------------------|---------------------------------|----------------------------------|---------------|---------------|
| S6/K706 | Siderit | Birincil | -0.77 | -9.95 | 20.65 | 0.022 | 0.014 |
| S7/K706 | Siderit | Birincil | -0.71 | -10.19 | 20.41 | 0.022 | 0.010 |
| S8/K706 | Siderit | Birincil | -1.62 | -9.95 | 20.66 | 0.007 | 0.062 |
| S9/K706 | Siderit | Birincil | -1.07 | -10.60 | 19.98 | 0.032 | 0.032 |
| S11/K706 | Siderit | Birincil | -1.12 | -10.68 | 19.90 | 0.015 | 0.035 |
| S1/K706 | Siderit | İkincil | -6.57 | -10.43 | 20.16 | 0.073 | 0.085 |
| S2/K706 | Siderit | İkincil | -6.62 | -11.20 | 19.37 | 0.007 | 0.042 |
| S3/K706 | Siderit | İkincil | -6.85 | -10.29 | 20.30 | 0.056 | 0.064 |
| S4/K706 | Siderit | İkincil | -7.94 | -12.03 | 18.50 | 0.017 | 0.009 |
| S5/K706 | Siderit | İkincil | -7.09 | -10.96 | 19.61 | 0.020 | 0.044 |
| S10/K706 | Siderit | İkincil | -6.77 | -11.28 | 19.28 | 0.011 | 0.058 |

PDB= (Pee Dee Belemnite)

V-SMOW= (Vienna-Standart Ortalama Okyanus Suyu)

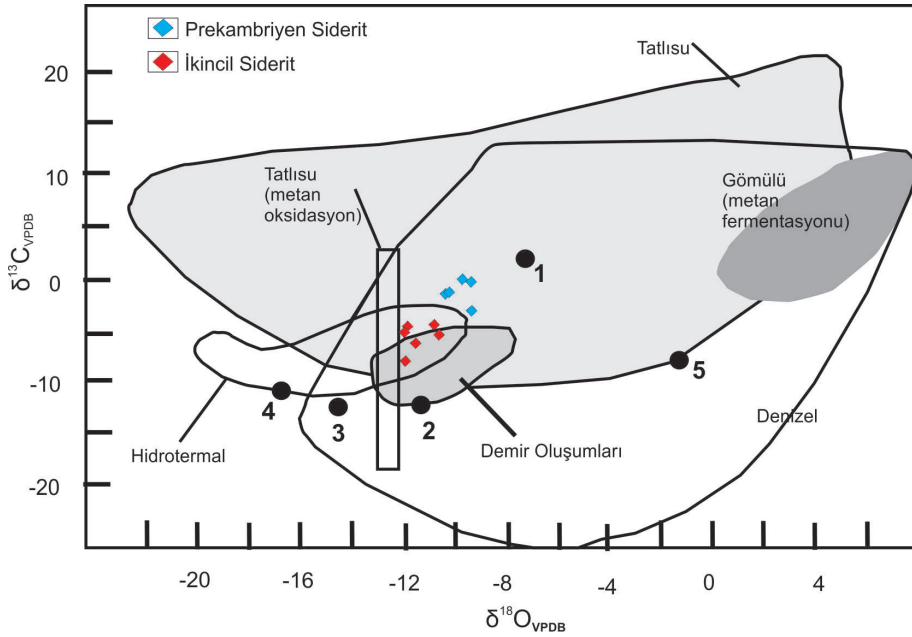
Std dev.= Standart düzeltme

dayki, şist, fillit, kuvars şist, kloritşist, metakonglome-
ra, metaçört ve benzeri birimlerden oluşan Bozburun
Formasyonu (Şenel ve Sönmez, 2006) ile benzerlik
göstermekte ve deneştirilebilir özelliktedir. Bu deneş-
tirme, Prekambriyen yaşlı Emirgazi Formasyonu'nun
oluştığı havza koşulları ve jeotektonik ortamını yan-
sıtma açısından önemlidir. Bu formasyonların oluş-
tuğu kuşak boyunca Pan-Afrikan Orojenezi etkin
olmuş ve aynı kaynaktan beslenmişlerdir. Özellikle
Amanoslar'da mostra veren ve ilk defa bulunan iz fo-
sillerle Prekambriyen yaşı verilen (Önal, 1986), fa-
kat temeli görülemeyen Eğribucak Formasyonu, derin
denizel ortamda çökelen grovak, laminalı şeyl türü
kayaçlar ile düşük dereceli metamorfik kayaçlar olan
metakumtaşları ile temsil edilmektedir. Formasyonun
gerek litolojisi gerekse de oluşum ortamı (Şekil 9 ve 15)
çalışma alanındaki Emirgazi Formasyonu'nun oluşum
koşullarıyla benzerlik sunmaktadır. Birincil kökenli
düşük manganlı sin-sedimanter siderit cevherlerinde-
kii $\delta^{13}\text{C}$ izotopik değerleri (0'a yakın), cevherleşmelerin
bu derin denizel ortam koşullarında oluştuğunu gös-
termektedir (Şekil 15). Ayrıca Prekambriyen birimler
içindeki sedimanter piritlerdeki $\delta^{34}\text{S}$ değerleri de Geç
Proterozoyik zamanındaki deniz suyu değerlerine ya-
kınlık göstermekte (Claypool vd.,1980) ve bu ortam
koşullarında Fe-sülfid cevherleşmelerinin olduğu
görülmektedir (Ayhan vd.,1992). Çalışma alanında
baritlerden elde edilen (Küpeli vd., 2007) $\delta^{34}\text{S}$ ve $\delta^{18}\text{O}$

izotop verileri de Geç Proterozoyik-Alt Kambriyen za-
man aralığında oluşan denizel barit yataklarına işaret
etmekte (Wang ve Li, 1991) ve primer sideritler gibi
(Şekil 15) derin deniz ortamlarında çökeldiğine işaret
etmektedir.

Derin denizel ortamda çökelen Prekambriyen yaşlı
Eğribucak Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen
Alt Kambriyen yaşlı Eğrek Formasyonu (Şekil 15A ve B)
ise kuvars arenitlerden oluşmuş olup Zabuk Formasyo-
nu kayaçlarıyla benzer özelliktedir (Önal, 1986). Eğ-
rek Formasyonu birimleri yüksek enerjili, sıg bir şelf or-
tamında çökelmiştir (Dean ve Özgül, 1979) (Şekil 15A).
Günümüzde işletilen geç evre hematit ve süperjen götit
cevherleşmelerinin bulunduğu Ort-Üst Kambriyen yaşlı
Değirmentaş Formasyonu'nun kireçtaşları ise, düşük
enerjili, duraylı bir şelf ortamı koşullarını yansıtan Orta
Kambriyen yaşlı Koruk Formasyonu'nun kireçtaşlarıyla
ile benzer ortam koşullarında oluşmuştur (Şekil 15A).
Karaya yakın duraylı bir şelf ortamında çökelen bu kar-
bonatlı kayaçların, çökeltme koşullarındaki değişiklikle-
rinden dolayı $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerlerinde hafif değişimler
ve $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ değerlerin de zenginleşen oranlar da gö-
rülmemektedir (Şekil 15).

Attepe ve çevresi demir yataklarında olduğu gibi bi-
rincil siderit cevherleşmesinin olduğu metalojenik
kuşak göz önüne alındığında, bu kuşak boyunca
(İran, Hindistan) çok sayıda Prekambriyen yaşlı de-

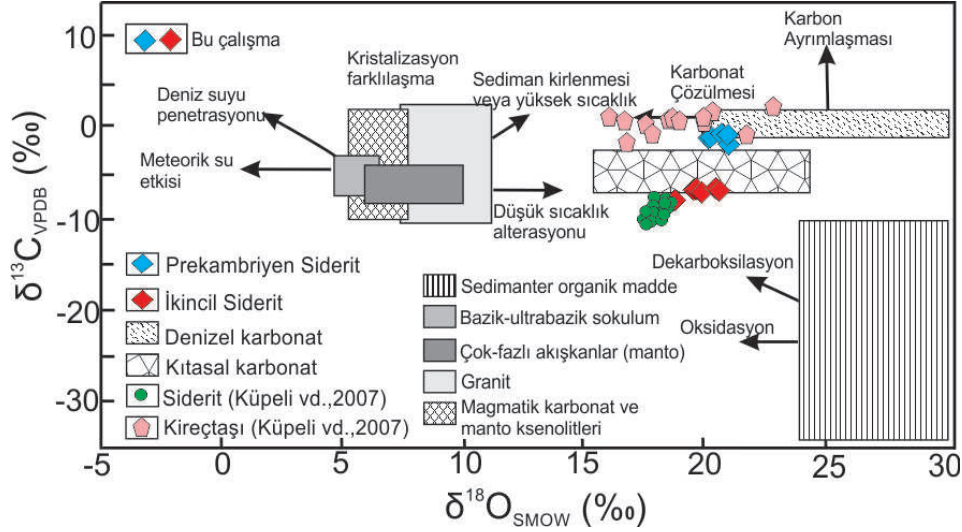


Şekil 13. Sideritlerden elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerlerinin gösterdiği olası çökeltme ortamları (Diyagram Damyanov, 2002'den alınmıştır). 1- Düşük-Mn'lı diyajenetik siderit alanı. 2- Mn-Mg'lu siderit. 3- İri taneli özşekilli kristalli Mn-Mg siderit (barit ve sülfidlerle ilişkili). 4- Diyajenetik olarak sideritlenmiş organik kalıntılar. 5- Oolitik Siderit. Bu çalışmada analiz edilen birincil sideritler, diyajenetik oluşumlu düşük Mn içerikli alana düşerken, ikincil sideritler hidrotermal kökenli demir oluşumlarına işaret etmektedir.

Figure 13. Possible depositional environments of $\delta^{18}\text{O}$ and the $\delta^{13}\text{C}$ isotope values obtained from siderite (Diagram taken by Damyanov, 2002). 1- Lower-Mn diagenetic of siderite area. 2- Mn-Mg siderite. 3- coarse-grained, idiomorphic Mn-Mg siderite crystalline (associated with barite and sulphides). 4- Diagenetically sideritized organic remnants. 5- Oolitic siderite. While analysed primary siderites plot to low-Mn content area in diagenetic setting, secondary siderites indicate hydrothermal origin of iron formation, in this study.

mir cevherleşmeleri bulunmaktadır (Rajabi vd., 2015). İran'daki demir yatakları Pan-Afrikan Orojenezi ile ilgili yataklar olup bunlar Geç Neoproterozoyik-Alt Kambriyen zaman aralığında gelişen bir dizi kıta içi riftleşme ile ilişkilidir. Arap ve Hindistan plakaları arasındaki Proto-Tetis okyanusunun kenarı boyunca yer alan İran'daki yataklanmalar, alkalin volkanizma ve spilitik bazaltların eşlik ettiği, denizaltı volkanizmasının olduğu yay-gerisi bir havza ortamında gelişmişlerdir. (Rajabi vd., 2012). İran'daki Chahmir ve Koushk'taki SEDEX tipi Zn-Pb yatakları, sin-sedimanter faylarla ilişkili, yarı graben sisteminde oluşmuşlardır. Bölgedeki Zarigan P-Fe, Chahgaz Fe-P, Esfordi, P-Fe ve Narigan Fe-Mn yatakları volkano-sedimanter özellikle yataklar olup yay gerisi havzada meydana gelen bir riftleşme ile ilişkilidirler (Rajabi vd., 2015). Chahmir ve Koushk'taki sin-sedimanter faylar, sübsidans sırasında aktif rol alarak kanal görevi yapıp cevherli hidrotermal sıvıların geçişini sağlamışlar ve cevherin gelişmesinde etkin olmuşlardır. Zarigan-Chahmir havzasındaki bu yataklar anoksik koşullar

altında çökelen, meta-sedimanter kayaçların bulunduğu, sin-sedimanter faylara yakın olan SEDEX Zn-Pb depolanmalarıdır. Kousk SEDEX Fe-Mn ve Zn-Pb yatakları ise rift kökenli sedimanter bir ortamda, kıta içi tektonik ortamı yansıtan kıtasal magmatik yayla ilişkili asitik-bazik kayaçlarla aynı ortamda oluşmuşlardır (Yaghubpur ve Mehrabi, 1997). Bölgedeki stratabound tipi demir cevherleşmeleri Esfordi ve Mishdovan bölgesinde yer almakta olup bu yataklar volkano-sedimanter kayaçlar içinde oluşmaktadır (Jami vd., 2007). Stratiform demir oluşumları ise Esfordi bölgesinde sin-volkano-sedimanter kayaçlarla birlikte bulunmakta ve hidrotermal sıvıların doğrudan deniz tabanında çökmesi ile oluşan sedimanter-eksalatif demir yatakları olarak yorumlanmaktadır (Aftabi vd., 2009). Bu tip yatak oluşumlarına Almanya'daki Lahn Dill demir yatağı (Dill ve Botz, 1989; Dill 2010) ve Malatya-Deveci siderit yatağı örnek verilebilir (Ünlü, 1983, 1987). Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı Lahn-Dill tip demir yatağında siderit-hematit birlikteliği gözükürken, Deveci demir yatağında sadece siderit cev-



Şekil 14. Siderit örneklerinin $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ karşı $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ grafiği. Veriler denizel karbonat (Baker ve Fallick, 1989; Hoefs, 1997), kıtasal karbonat (Hoefs, 1997), sedimanter organik madde karbonu (Hodson, 1977; Hoefs, 1997), ve magma-manto karbonatını (Ray vd., 1999) içeren 4 farklı alandan oluşmaktadır. Diyagramdaki diğer alanlar Wang vd., 2015'ten alınmıştır. Bu çalışmada elde edilen sonuçlara göre birincil siderit örnekleri denizel karbonatların olduğu alana düşmektedir. İkincil kökenli siderit cevherleşmelerimiz önceki çalışmalarda elde edilen verilerle birlikte (Küpelı vd., 2007) kıtasal karbonat alanında sonraki hidrotermal-metazomatik süreçte oluşan siderit cevherleşmeleridir.

Figure 14. $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ plots for siderite samples. Data consist of four different areas including marine carbonate (Baker et Fallick, 1989; Hoefs, 1997), continental carbonate (Hoefs, 1997), sedimentary organic matter carbons (Hodson, 1977; Hoefs, 1997), and the magma mantle carbonate (Ray et al., 1999). Other areas in the diagram taken by Wang et al. (2015). Primary siderite samples plot the marine carbonate field in this study. Secondary-origin siderite mineralizations and previous data results (Küpelı et al., 2007) plot the continental carbonate field and formed during the hydrothermal-metasomatic process.

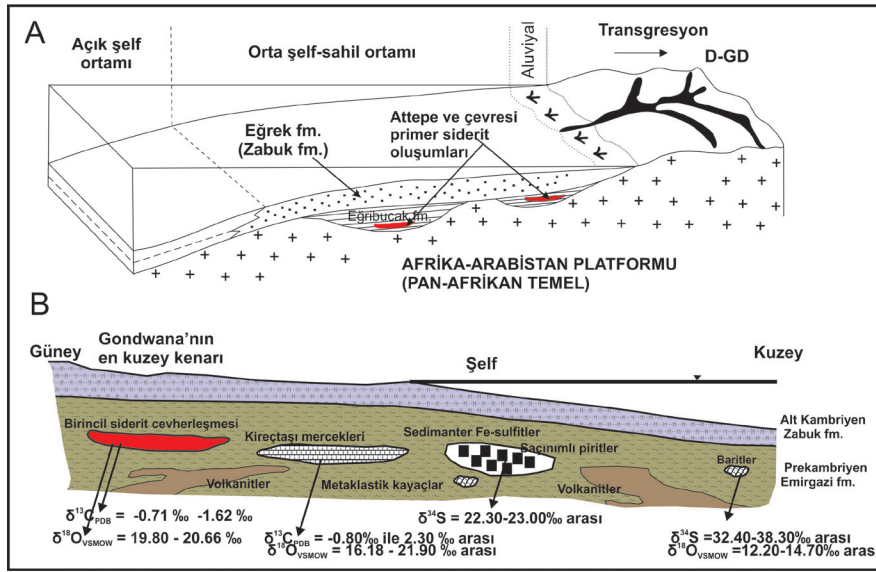
heri görülmektedir. Riftleşme ile ilişkili hidrotermal sistemlerin oluşturduğu yay-gerisi havzalardaki bu tip yatakların bulunduğu anoksik, stratiform havzalar metalce zengin sedimanların içerdiği demir oksit, silikat, sülfid ve karbonatların çökeldiği havzalardır. Demir ve silikaca zengin bu tür havzalara Batı Afrika'daki Çad Gölü'nün tabanındaki sedimanlarda oluşan oolitik demir yataklarının oluşumu da örnek gösterilebilir (Lemolle ve Dupont, 1973).

Yukarıdaki havza koşullarıyla benzer özellikler gösteren Geyikdağı Tektonik Birliği içindeki Emirgazi Formasyonu Türkiye'de, KB Gondwana'nın İnfrakambriyen yaşlı kayaç birimlerini temsil etmekte ve KB Gondwana'nın en kuzeyinde yer alan kayaç birimleriyle benzer özellik göstermektedir (Şekil 15B). Formasyonun oluşumu olasılıkla Geç Prekambriyen-Erken Kambriyen zamanında genişlemeli rejimin etkili olduğu bir zaman dilimine denk gelmekte ve çökeltme ortamı riftle ilişkili bir sedimantasyon ortamını yansıtmaktadır (Şekil 15) (Cater ve Tumbridge, 1992; Dean ve Monod, 1997; Kozlu ve Göncüoğlu, 1997; Göncüoğlu ve Koz-

lu, 2000; Ghienne vd., 2010). Bu zaman aralığı (İnfrakambriyen- Erken Kambriyen) sırasında Toroslar'da Pan-Afrikan orojenezi bileşimli KB Gondwana perikratonik kenarın yay gerisi genişleme ve/veya açılmasıyla riftleştiği ve çalışma alanındaki volkanik kayaçların bu rejim sonucu ortaya çıktığı (Gürsu, 2008; Tiringa vd., 2009; Keskin ve Ünlü, 2012; Gürsu vd., 2015) ve bu volkanik kayaçların birincil siderit cevherleşmeleri ile ilişkili olabilecekleri görülmektedir. İnceleme alanında birincil siderit cevherleşmelerinin bulunduğu Emirgazi Formasyonu bu paleotektonik ortamda yer almakta ve cevherleşme Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı Lahn-Dill tip demir yatakları gibi (Bottke, 1963; Dill ve Botz, 1989; Dill, 2010) eksalatif sedimanter yatakların (Large, 1981; Lydon, 1996) metamorfizmaya uğramış eşleniklerine benzerlik göstermektedir.

SONUÇLAR

Attepe demir yatağında izlenen birincil siderit cevherleşmeleri, Prekambriyen yaşlı Emirgazi Formasyonu



Şekil 15. A) Prekambriyen-Alt Kambriyen zamanında Emirgazi ve Zabuk formasyonlarının çökelme ortamları (Önal, 1986), B) Prekambriyen-Alt Kambriyen zamanında Gondwana'nın en kuzey kenarındaki çökelme ortamı ve paleo-coğrafik profili ve primer cevherleşmelerin bu formasyonla olan stratigrafik ilişkisi (Şekil 9A'ya bakınız).

Figure 15. A) Depositional settings of Emirgazi and Zabuk formation in Precambrian-Lower Cambrian time (Önal, 1986). B) Depositional setting and paleo-geographic profile at the northern edge of Gondwana, and stratigraphic relationship of primary siderite mineralizations with these formations in Precambrian-Lower Cambrian time (See Figure 9A).

içerisinde oluşmuş, sin-sedimenter/volcano-sedimenter oluşum kökenli bir cevherleşmedir. KB Gondwana'nın Prekambriyen yaşlı kayaç birimlerini temsil eden Emirgazi Formasyonu içindeki sinjenetik siderit cevherleşmelerinin oluşumu Pan-Afrikan Orojenezi ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Cevher mikroskopisi çalışmalarında birincil oluşumlu siderit ve geç evre hematit, götit, siderit ve limonit parajenezleri ortaya konulmuştur. Siderit örneklerinden elde edilen $\delta^{13}C$ ve $\delta^{18}O$ izotop sonuçlarına göre; birincil kökenli demir cevherleşmeleri, diyajenetik veya sin-sedimenter demir oluşumlarını, ikincil kökenli geç evre demir cevherleşmeleri ise demirce zengin hidrotermal-metazomatik kökeni ve Mn-Mg siderit cevherleşmelerini göstermektedir. Birincil siderit cevherleşmelerinin derin denizel ortamda, anoksik ortam koşullarında oluştuğunu göstermektedir. Bu dönemde karbonat zenginleşmeleri de siderit oluşumlarına eşlik etmektedir.

Geç Kretase'de ve Paleosen-Eosen zaman aralığında bölgede meydana gelen ofiyolit üzerlemesi ve nap hareketlerinden dolayı birçok ters faylar ve kıvrımlar gelişmiştir. Bu dönemde KB-GD yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisi ile oluşan ters fay zonlarına sideritlerden çözünme yolu ile oluşan hidrotermal hematit-götit cevherleşmeleri yerleşmiştir. Karaçat,

Attepe, Elmadağbeli, Ayıdeliği, Menteş, Mağarabeli ve Kartalkaya geç evre demir yatakları bu dönemde oluşmuştur. Orta-Üst Kambriyen yaşlı kireçtaşları içinde hidrotermal-metazomatik olarak yerleşmiş olan bu hematit ve götit gibi cevherleşmelerin oluşumundan sonraki evrelerde karstlaşmalarda da etkilidir. Bu cevherleşmelerin dışında Jura-Kretase yaşlı metakonglomeratik seviyeler içerisinde Karakızoluğu demir cevherleşmesi gibi zenginleşmelere de rastlanmaktadır. Fay düzlem kayma verileri ve kıvrım analizlerine göre, çalışma alanında KKB-GGD yönlü sıkışma ve KKD-GGB yönlü gerilme rejiminin etkin olduğu düşünülmektedir. İnceleme alanındaki sol ve sağ yönlü makaslama zonlarına bağlı olarak gelişen yapılar dikkate alındığında, doğrultu atım tektoniği şu an bölgede baskın olan rejimdir. Bu da bölgede etkin olan Orta Anadolu Fay Zonu (Ecemiş Fayı) ile ilişkilidir. Eosen-Miyosen ve sonraki dönemde gelişen bu KD-GB ve KB-GD doğrultu atımlı faylar, tüm fayları ve günümüz işletilen geç evre hematit, götit gibi cevherleşmeleri kesmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma birinci yazarın ikinci yazar danışmanlığında bitmiş olan doktora tezinin (Ankara Üniversitesi,

Fen Bilimleri Enstitüsü) bir bölümünü oluşturmaktadır. Yazarlar, arazi çalışmalarındaki yardımlarından dolayı Veysel IŞIK (Ankara Üniversitesi), İsmail AKÇA (MTA) ve Necdet ARDA'ya (MTA), parlatma kesit incelemelerindeki katkıları sebebi ile Şükrü KOÇ'a (Ankara Üniversitesi), SEM çalışmalarındaki katkılarından dolayı Nihal GÖRMÜŞ'e (MTA) ve de izotop analizlerinin yapılması ve yorumlamasına katkı sağlayan David DETTMAN'a (Arizona Üniversitesi) teşekkür ederler. Bu çalışma MTA Genel Müdürlüğü'nün 2009-32-13-02-1 kodlu Kayseri-Adana Havzası Demir Aramaları Projesi ile kısmen desteklenmiştir.

KAYNAKLAR

- Abia, E.H., Nachit, H., Marignac, C., Ibhi, A. ve Saadi, S.A., 2003. The polymetallic Au-Ag-bearing veins of Bou Madine (Jbel Ougnat, eastern Anti-Atlas, Morocco) tectonic control and evolution of a Neoproterozoic epithermal deposit. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 251-271.
- Aftabi, A., Mohseni, S., Babeki, A. ve Azaraien, H. 2009. Fluid inclusion and stable isotope study of the esfordi apatite-magnetite deposit — A discussion. *Econ. Geol.* 104, 137-143.
- Akbayram, K., Okay, A. ve Satır, M. 2013. Early Cretaceous closure of the Intra-Pontide Ocean in western Pontides (northwestern Turkey). *Journal of Geodynamics*, 65, 28-55.
- Akça, İ., 2011. Yahyalı (Kayseri) Mansurlu-Feke (Adana) Demir Aramaları. MTA Rapor No:11411, Ankara.
- Akın, U. ve Çiftçi, Y., 2011. Türkiye'nin Yapısal Süreksizlikleri: Jeolojik-Jeofizik (Gravite ve Manyetik) Analiz. MTA Monografi serisi No:6, Ankara
- Andrew, T. ve Robertson, A. H. F. 2002. The Beyşehir-Hoyran-Hadim Nappes: genesis and emplacement of Mesozoic marginal and oceanic units of the northern Neotethys in southern Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 159, 529-543.
- Arda, N., Tiringa, D., Ateşçi, B., Akça, A. ve Tufan, E., 2008. Yahyalı (Kayseri)- Mansurlu (Feke-Adana) Yöresi Demir Sahaları Maden Jeolojisi Arama Raporu. MTA Derleme No:11093. Ankara.
- Arda, N., Tiringa, D., Çelik, Y., Ateşçi, B. ve Keskin, S., 2009. Özkoyuncu Demir Madeni Ltd. Şti. ne ait İR: 13601 nolu Ruhsat Sahasında Yapılan (Yahyalı-Kayseri) Ücretli Detay Maden Etüt Raporu. MTA Derleme No:11118. Ankara.
- Arıkan, Y., 1968. Mansurlu (Feke-Yahyalı) demir zurları. MTA Derleme No:3992.
- Atan, O., 1969. Eğribucak-Karacaören (Hassa)-Ceyhanlı Dazevleri (Kırıkhan) arasındaki Amanos dağlarının jeolojisi. MTA yayınları, No. 139.
- Ayhan, A., Küpeli., Ş. ve Amstutz, G.C., 1992. Attepe (Feke-Adana) Demir Yatağının Bitişindeki Pirit Oluşumları. MTA Dergisi 114, 85-94.
- Baker, A. J. ve Fallick, A. E., 1989. Evidence from Lewisian limestones for isotopically heavy carbon in two-thousand-million-year-old sea water. *Nature* 337, 352-354.
- Bedi, Y. ve Usta, D., 2006. Tufanbeyli-Feke-Kozan Dolayının Paleozoyik Stratigrafisi (Doğu Toroslar), Toros Kuşağı ve Güneydoğu Anadolu bölgesi Prekambriyen- Paleozoyik Kaya Birimlerinin Litostratigrafi Adlamaları. Stratigrafi Komitesi 6.Çalışmayı Özler Kitabı, 22-23., Ankara.
- Bolhar, R., Van Kranendonk., M.J. ve Kamber, B.S., 2005. A trace element study of siderite-jasper banded iron formation in the 3.45 Ga Warrawoona Group, Pilbara Craton - Formation from hydrothermal fluids and shallow seawater. *Precambrian Research*, 137 1-2: 93-114.
- Bottke, H., 1963. Zur Kenntnis der dichten Roteisenerze aus Eisenerzlagerstätten des Lahn-Dill-Typs und deren Bildungsbedingungen. *Erzmetall*, B. 16, 437-494.
- Bozkaya, H., Gürsu, S. ve Göncüoğlu, M.C., 2006. Mineralogical evidence for Cadomian tectonothermal event in the western Central Taurides (sandıklı-Afyon area), Turkey. *Gondwana Research*, 10, 301-315.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodynamica Acta*, Volume 14, Issue 1-3.
- Brown, M.C., Oliver, N.H.S. ve Dickens, G.R. 2004. The characterization and paragenesis of veining and fluid flow in the Mt. Whaleback iron ore district, eastern Hamersley Province, Western Australia. *Precambrian Research*, 128, 441-474.

- Brunn, J.H., Dumont, J.F., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., ve Poisson, A., 1971, Outline of the geology of the Western Taurides In Geology and History of Turkey. (ed A.S. Campwell), Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225-257.
- Burke, K. ve Şengör, A.M.C., 1986. Tectonic escape in the evolution of the continental crust. *Geodyn. Ser.* 14, 41-53.
- Cater, J.M. ve Tunbridge, I.P., 1992. Paleozoic tectonic history of the SE Turkey. *Journal of Petroleum Geology* 15, 35-50.
- Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Hitoshi, S. ve Zak, I., 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. Volume 28, 199-260.
- Cocks, L.R.M., 2000. The Early Paleozoic geography of Europe. *Journal Geological Society*, 157, 1-10, London.
- Dağlıoğlu, C., 1990. Mansurlu yöresi TDÇİ sahaları. MTA Derleme No:8910.
- Dağlıoğlu, C. ve Bahçeci, A., 1999., Özkoyuncu'ya ait Koruyeri (Mağarabeli) demir madeni Jeoloji Raporu. MTA Maden Etüt Arşiv No: 2913.
- Dağlıoğlu, C. ve Arda, N., 2000. Koruyeri (Mağarabeli) ile Kovalı ve Mustafabeyli (TDÇİ Genel Müdürlüğüne ait) demir sahalarının Jeoloji Raporu. MTA Maden Etüt Arşiv No: 2891.
- Damyantov, Z., 2002. (<http://www.clmc.bas.bg/Annreps/Annrep08/annrep8.htm>). Annual Report No:8/2002.(Erişim tarihi: 25.03.2016)
- David, V. 2008. Structural-geological setting of the Elura-Zn-Pb-Ag massive sulphide deposit, Australia. *Ore Geology Reviews*, 34, 428-444.
- Dayan, S., 2007. Adana-Mansurlu Attepe civarındaki demir yataklarının jeolojik, petrografik ve yapısal özelliklerinin incelenmesi. A.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 137 sf. (Türkçe).
- Dayan, S., Ünlü, T. ve Sayılı, İ.S. 2008. Adana-Mansurlu Attepe Demir Yatağı'nın Maden Jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 32 (2); 1-44.
- Dean, W.T. ve Özgül, N., 1979. Orta Toroslar'da Çaltepe Formasyonunun Bağbaşı (Hadim-Konya) yöresindeki yüzeylemesinde bulunan Orta Kambriyen trilobitleri. *M T A Dergisi* 92, 1-7.
- Dean, W.T. ve Monod, O., 1997. Cambrian development of the Gondwanaland Margin in southeastern Turkey. In: Goncuoglu, M.C. and Derman, A.S. (Eds.), Early Paleozoic evolution of NW Gondwana, Turkish Assoc. Petrol. Geol., Sp. Publ. NO. 3, pp. 61-74.
- Demirel, I. H. ve Kozlu, H., 1997. Evaluation of burial history, thermal maturity and source rock assessment of the Upper Paleozoic succession of the eastern Taurus region, southern Turkey. *Marine and Petroleum Geology*, 14 (7-8), 867- 877.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. ve Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the Evaluation of the Alpine Systems. *Geological Society of American Bulletin*, 84, 3137-3180.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bül.*, 90, 84-92.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.E., Şaroğlu, F. ve Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia -a young collision zone. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 19, 3-36.
- Dill, H.G. ve Botz, R., 1989. Lithofacies variation and unconformities in the metalliferous rocks underlying the Permian Kupferschiefer of the Stockheim Basin/F.R. of Germany. *Economic Geology*, 84: 1028-1046.
- Dill, H.G., 2010. The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth Science Reviews*, 100: 1-420.
- Eken, E., 2012. Mağarabeli (Mansurlu-Feke Havzası, Adana) Demir Yatağının Maden Jeolojisi. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 81 s., Ankara (yayınlanmamış).
- El-ghali, M.A.K., Tajorib, K.G., Mansurbega, H., Oglec, N. ve Kalinc, R.M., 2006. Origin and timing of siderite cementation in Upper Ordovician glaciogenic sandstones from the Murzuq basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology* 23, 459- 471.
- Faure, G., 1986. Principles of Isotope Geology. Wiley, New York, 589 pp.
- Fernandez-Nieto, C., J. Torres-Ruiz, J., I. Subías Pérez, I., Fanlo González, I. ve González

- López, J. M., 2003. Genesis of Mg-Fe Carbonates from the Sierra Menera Magnesite-Siderite Deposits, Northeast Spain: Evidence from Fluid Inclusions, Trace Elements, Rare Earth Elements, and Stable Isotope Data. *Economic Geology* 98(7),1413-1426.
- Ghebreab, W., Greiling, R.O. ve Solomon, S. 2009. Structural setting of Neoproterozoic mineralization, Asmara district, Eritrea. *Journal of African Earth Sciences*, 55, 219-235.
- Ghienne, J.-F., Monod, O., Kozlu, H. ve W.T. Dean, W.T. 2010. Cambrian–Ordovician depositional sequences in the Middle East: A perspective from Turkey. *Earth-Science Reviews* 101 (2010) 101–146.
- Gilg, H.A., Struck, U., Vennemann, T. ve Boni, M. 2003, Phosphoric acid fractionation factors for smithsonite and cerussite between 25 and 72°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 67, pp. 4049-4055.
- Göncüoğlu, M.C., 1997. Distribution of Lower Paleozoic rocks in the Alpine terranes of Turkey: Paleogeographic constraints. Göncüoğlu, M.C. ve Derman, A. S. (ed). *Early Paleozoic in NW Gondwana*. Turkish Association of Petroleum Geologist Special Publication, 3, 13-23.
- Göncüoğlu, M.C. ve Kozlu, H., 2000. Early Paleozoic evolution of the NW Gondwanaland, data from southern Turkey and surrounding regions. *Gondwana Research*, 3, 315-323.
- Gürsu, S. ve Göncüoğlu, M.C., 2005. Early Cambrian back-arc volcanism in the Western Taurides, Turkey: implications for the rifting along northern Gondwanan margin. *Geological Magazine* 142 (5), 617–631.
- Gürsu, S. ve Göncüoğlu, M.C., 2006. Petrogenesis and tectonic setting of Late Pan-African meta-felsic rocks in Sandıklı area (Western Turkey). *International Journal of Earth Sciences* 95, 741–775.
- Gürsu, S., 2008. Petrogenetic and Tectonic Significance of rift-Related Pre-Early Cambrian Mafic Dikes, Central Taurides, Turkey. *International Geology Review*. Vol. 50., 895-913.
- Gürsu, S., Möller, A., Göncüoğlu, M.C., Köksal, S., Demircan, H., Köksal, F.T., Kozlu, H. ve Gürsel, S., 2015. Neoproterozoic continental arc volcanism at the northern edge of the Arabian Plate, SE Turkey. *Precambrian Research*, Vol. 258., 208-233.
- Gürsu, S., 2016. A New Petrogenetic Model for Metagranitic Rocks in the Central and Southern Menderes Massif - W Turkey: Implications for Cadomian Crustal Evolution within the Pan-African Mega-cycle. *Precambrian Research*, Vol. 275., 450-470.
- Hangari, K.M., Ahmad., S.N. ve Jr. Perry, E.C., 1980. Carbon and Oxygen Isotope Ratios in Diagenetic Siderite and Magnetite from Upper Devonian Ironstone, Wadi Shatti District, Libya. *Economic Geology* 98(7),1413-1426.
- Hemi, J.D., 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters. US Geological Survey Water Supply Paper No. 2254, 263pp.
- Henden, İ., Önder, E. ve Yurt, M. Z., 1978; Adana-Kayseri-Mansurlu-Karaköy-Attepe-Elmadagbeli-Kızılmevkii-Menteşdere-Uyuzpınarı demir madenleri Jeoloji ve Rezerv Raporu. MTA Derleme No: 6394 (yayınlanmamış).
- Hodson, J.D., 1977. Stable Isotopes and limestone lithification. *J. Geol. Soc.* 133, 637-660.
- Hoefs, J., 1997. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, Heidelberg. 1-214 pp.
- Huggett, J., Dennis, P. ve Gale, A.S., 2000. Geochemistry of Early Siderite Cements from the Eocene Succession of Whitecliff Bay, Hampshire Basin, U.K. *Journal of Sedimentary Research* 70(5), 1107-1117.
- Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R. 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite–magnetite deposit, Central Iran. *Econ. Geol.* 102, 1111–1128.
- Keskin, S., Ünlü, T. ve Arda, N., 2010a. Attepe ve Çevresindeki Demir Yataklarının Yapısal Özellikleri ve Tektoniği, Kayseri-Adana Havzası (Türkiye), 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 5-9 Nisan 2010, Ankara. MTA Kültür Sitesi, 356.sf.
- Keskin, S., Ünlü, T. ve Coşkun, E., 2010b. Elmadağbeli, Menteş, Kartalkaya ve Mağarabeli Demir Yataklarında Jeotermometrik Çalışmalar (Kayseri-Adana Havzası, Türkiye). IV Ulusal Jeokimya Sempozyumu, 26-28 Mayıs 2010, Elazığ., 137. sf.
- Keskin, S. ve Ünlü, T., 2012. Geotectonic setting and structural controls of Elmadağbeli, Menteş,

- Karaçat, Kartalkaya and Attepe iron deposits (Kayseri-Adana Region, Turkey). IESCA (International Earth Science Colloquium on the Aegean Region), IESCA-2012, Abstracts, pp 150, İzmir.
- Keskin, S. ve Ünlü, T. 2016a. Attepe ve Civarındaki Demir Yataklarında Duraylı İzotop Çalışmaları (Kayseri-Adana Bölgesi, Türkiye). 69. Türkiye Jeoloji Kurultayı 11-15 Nisan, MTA Kültür Sitesi, Bildiri Özleri Kitabı, 158-159 s., Ankara.
- Keskin, S. ve Ünlü, T. 2016b. Attepe Bölgesindeki Prekambriyen Yaşlı Demir Yataklarının Oksijen ve Karbon İzotop Jeokimyası (Kayseri-Adana Havzası, Türkiye). Uluslararası VII. Jeokimya Sempozyumu, 16-18 Mayıs, Bildiri Özleri Kitabı, 89-90 s., Antalya.
- Keskin, S., 2016c. Attepe Demir Yatağı (Mansurlu Havzası, Adana) ve Çevresi Demir Yatakları ve Zuhurlarının Jeolojisi, Yapısal Özellikleri ve Tektoniği. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 218 s., Ankara (yayınlanmamış).
- Ketin, İ., 1966. Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen teşekkülleri ve bunların doğu İran Kambriyenine ile mukayesesi. MTA Dergisi., sayı 66.
- Kholodov, V.N. ve Butuzova, G.Y., 2004. Problems of Siderite Formation and Iron Ore Epochs: Communication 2. General Issues of the Precambrian and Phanerozoic Ore Accumulation. Lithology and Mineral Resources, Vol. 39, No. 6, 2004, pp. 489-508.
- Koç, A. ve Kaymakçı, N., 2013. Kinematics of Sürğü Fault Zone (Malatya, Turkey): A remote sensing study. Journal of Geodynamics 65 (2013) 292-307.
- Koçyiğit, A. ve Bayhan, A., 1998. A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. Tectonophysics 284, 317-336.
- Koçyiğit A. ve Deveci, Ş., 2007. A N-S-trending Active Extensional Structure, the Şuhut (Afyon) Graben: Commencement Age of the Extensional Neotectonic Period in the Isparta Angle, SW Turkey. Turkish J. Earth Sci., Vol. 16, 391-416.
- Kozlu, H. ve Goncuoğlu, M.C., 1997. Stratigraphy of the Infra-Cambrian rock-units in the Eastern Taurides and their correlation with similar units in southern Anatolia. In: Goncuoğlu, M.C. and Derman, A.S. (Eds.), Early Paleozoic evolution of NW Gondwana, Turkish Assoc. Petrol. Geol., Sp. Publ. NO. 3, pp. 50-60.
- Kröner, A. and Stern, R. J. 2005. Pan-African Orogeny. Elsevier Encyclopedia Geology, Volume I, 1-12.
- Küpeli, Ş., 1986. Attepe (Mansurlu-Feke) yöresinin demir yatakları. S.Ü. Fen Bil. Ens., Yüksek Lisans Tezi, 111s., Konya (yayınlanmamış).
- Küpeli, Ş., 1991. Attepe (Mansurlu-Feke) yöresi demir yataklarının jeolojik, petrografik ve genetik incelemesi. S.Ü. Fen Bil. Ens., Doktora Tezi, Konya, 227s.
- Küpeli, Ş., Karadağ, M. M., Ayhan, A., Döyen, A. ve Arık, F., 2007. C, O, S and Sr isotope studies on the genesis of Fe-carbonate and barite mineralizations in the Attepe iron district (Adana, Southern Turkey). Chemie der Erde, 67, 313-322.
- Küpeli, Ş., 2010. Trace and rare-earth element behaviors during alteration and mineralization in the Attepe iron deposits (Feke-Adana, southern Turkey). Journal of Geochemical Exploration, V.105, 51-74.
- Large, D.E., 1981. Sediment-hosted Submarine Exhalative Sulphide Deposits - a Review of their Geological Characteristics and Genesis. in Handbook of Stratiform and Strati-form Ore Deposits; Wolfe, K.E., Editor, Geological Association of Canada, Volume 9, pages 459-507.
- Lemoalle, J. ve Dupont, B. 1973. Iron-bearing oolites and the present conditions of iron sedimentation in Lake Chad (Africa). International Union of Geological Sciences, Series A, no. 3, p. 167-178.
- Lydon, J.W., 1996. Sedimentary Exhalative Sulphides (SEDEX). in Geology of Canadian Mineral Deposit Types, Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D. and Thorpe, R.I., Editors, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 8, 130-152.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ou-

- zounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. ve Veis, G. 2000. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3): 5695-5719.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- Mackintosh, P.W. ve Robertson, A.H.F., 2009. Structural and sedimentary evidence from the northern margin of the Tauride platform in south central Turkey used to test alternative models of Tethys during Early Mesozoic time. *Tectonophysics* 473, 149-172.
- McLellan, J.G., Oliver, N.H.S. ve Schaub, P.M., 2004. Fluid flow in extensional environments; numerical modelling with an application to Hamersley iron ores. *Journal of Structural Geology*, 26, 1157-1171.
- Metin, S., Ayhan, A. ve Papak, I., 1986. Doğu Torosların batı kesiminin jeolojisi. *MTA Dergisi*, 107, 1-13.
- Miller, J.M. ve Wilson, C.J.L., 2004a. Structural analysis of faults related to a heterogeneous stress history: reconstruction of a dismembered gold deposit, Stawell, western Lachlan Fold Belt, Australia. *Journal of Structural Geology*, 26, 1231-1256.
- Miller, J.M. ve Wilson, C.J.L., 2004b. Stress Controls on Intrusion-Related Gold Lodes: Wonga Gold Mine, Stawell, western Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Economic Geology*, 99, 941-963.
- Morad, S., Ben Ismail, H.N., De Ros, L.F., Al-Aasm, I.S. ve Serrhini, N.-E., 1994. Diagenesis and formation water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern Tunisia. *Sedimentology* 41, 1253-127.
- Morad, S., 1998. Carbonate Cementation in Sandstones: Distribution Patterns and Geochemical Evolution. 26. *International Association of Sedimentologists* 1-26.
- Önal, M., 1986. Amanos dağlarındaki Alt Paleozoik çökellerinin çökme ortamları ve bölgenin paleocoğrafik evrimi. *TJK Bül.*, 29, 49-63.
- Özgül, N., 1971. Orta Torosların Kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi. *TJK Bül.* 14 (1), 85-101.
- Özgül, N., Metin, S., Göğür, E., Bingöl, İ. ve Baydar, O. 1973. Tufanbeyli dolayının (Doğu Toroslar, Adana) Kambriyen-Tersiyer kayaları. *TJK Bül.*, cilt XVI, sayı 1.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *T.J.K. Bül.*, 19, 65-78.
- Özgül, N., 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. In: Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C. (eds). *Int. Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, 77-90.
- Özgül, N., Bölükbaşı, S., Alkan, H. ve Öztaş, Y. 1991. Sultan Dağları-Sandıklı-Hama Akdağ Yöresinin Jeolojisi. *TPAO Rapor No:3028*, Ankara.
- Özgül, N. ve Kozlu, H., 2002. Kozan-Feke (Doğu Toroslar) yöresinin stratigrafisi ve yapısal konumu ile ilgili bulgular. *TPJD Bülteni*, Cilt 14, Sayı 1, Sayfa 1-36.
- Pye, K., Dickson, J.A.D., Schiavon, N., Coleman, M.L. ve Cox, M., 1990. Formation of siderite-Mg-calcite-iron sulphide concretions in an intertidal marsh and sandflat sediments, North Norfolk, England. *Sedimentology* 37, 325-343.
- Rajabi, A., Rastad, E., Alfonso, P. ve Canet, C. 2012. Geology, ore facies and sulfur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam block, Central Iran. *Int. Geol. Rev.* 54, 1635-1648.
- Rajabi, A., Canet, C., Rastad, E. ve Alfonso, P. 2015. Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn-Pb deposits of the Early Cambrian Zarigan-Chahmir Basin, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, Vol. 64, 328-353.
- Ray, J.S., Ramesh, R. ve Pande, K., 1999. Carbon isotopes in Kerguelen plume-derived carbonates: evidence for recycled inorganic carbon. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.170(3), 15, 205-214.
- Robertson, A.H.F., Parlak, O. ve Ustaömer, T., 2009. Melange genesis and ophiolite emplacement related to subduction of the northern margin of the Tauride - Anatolide continent, central and western Turkey. *Geological Society, London, Special Publications* 2009, v.311; p9-66.

- Stern, R.J., 1994. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annual Reviews Earth Planetary Sciences* 22: 319–351.
- Şenel, M., Usta D., Metin Y., Bedi Y., Vergili Ö., Usta M., Balcı V., Kuru K., Tok T., Özkan, M., K. ve Kop A., 2004. Kozan-Tufanbeyli (Adana) arasındaki yapısal birimlerin jeolojik özellikleri. 57. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özelleri, s. 275.
- Şenel, M. ve Sönmez, İ., 2006. Toros Kuşağı ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi'ndeki Alt Kambriyen Kuvarsitleri (Zabuk Fm.) Öncesine Ait Kaya Birimleri. *Stratigrafi Komitesi, 6.Çalış-tayı, Özler 9-11sf.*, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Satir, M. ve Akkok, R., 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, v. 3, pp. 693-707.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 81–241.
- Tatar, O., Piper, J.D.A., Park, R.G. ve Gürsoy, H., 1995. Palaeomagnetic study of block rotations in the Niksar overlap region of the North Anatolia Fault Zone, Central Turkey. *Tectonophysics*, 244, 251-266.
- Taylor, D., Dalstra, H.J., Harding, A.E., Broadbent, G.C. ve Barley, M.E., 2001. Genesis of high-grade hematite orebodies of the Hamersley Province, Western Australia. *Economic Geology*, 96, 837–875.
- Taymaz, T., Yılmaz, Y. ve Dilek, Y., 2007. The geodynamics of the Aegean and Anatolia: introduction. *Geological Society, London, Special Publication* 291,1-16.
- Tekeli, O., 1980. Toroslarda, Aladağların Yapısal Evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 23, 11-14.
- Tekeli, O., Aksay, A., Ürgün, B. M. ve Işık A., 1984. Geology of the Aladağ Mountains. *Geology of The Taurus Belt* (edd.: Tekeli, O. ve Gönçüoğlu, M. C.), 143-158.
- Tiringa, D., Ünlü, T. ve Sayılı, İ.S., 2009. Kayseri-Yahyalı-Karaköy, Karaçat Demir Yatağının Maden Jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 33 (1); 1-44.
- Tiringa, D. 2016. Karaçat Demir Yatağı (Mansurlu Havzası, Adana) ve Doğusunda Yer Alan Demir Yatakları ve Zuhurlarının Jeolojisi. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 283 s., Ankara (yayınlanmamış).
- Tutkun, S. Z., 1984. Saimbeyli (Adana) Yöresinin stratigrafisi. *C.Ü. Müh. Fak. Yer Bilimleri Dergisi* 1 (1), 31-40.
- Ünlü, T. 1983. Die Genese der Siderit-Lagerstätte Deveci in der Hekimhan-Provinz Malatya/Turkei und ihre wirtschaftliche Bewertung. Doktora Çalışması, Berlin Teknik Üniversitesi, Almanya, mikrofilm (aynı çalışma TDÇİ Genel Müdürlüğü tarafından bastırılmıştır).
- Ünlü, T. ve Stendall, H., 1986. Divriği Bölgesi Demir Yataklarının Element Korelasyonu ve Jeokimyası (Orta Anadolu-Türkiye). *TMMOB Jeoloji Müh. Odası Dergisi*, 28, 5-19, Ankara.
- Ünlü, T. 1987. Maden yataklarının değerlendirilmesi yöntemine bir örnek: Deveci Siderit Yatağı (An Example to the Mineral Deposits Evaluation Method: Deveci Siderit Deposit). *S. Ü. Müh. Mim. Fak. Derg.*, Sayı 2, C. 2, 68-78, Konya.
- Wang, Z. ve Li, G., 1991. Barite and Witherite in Lower Cambrian Shales of South China: Stratigraphic Distribution and Chemical Characterization. *Economic Geology*, 86, 354-363.
- Wang, C., Deng, J., Santosh, M., Carranza, E.J.M., Gong, Q., Guo, C. Xia, R. ve Lai, X., 2015. Timing, tectonic implications and genesis of gold mineralization in the Xincheng gold deposit, China: C–H–O isotopes, pyrite Rb–Sr and zircon fission track thermochronometry. *Ore Geology Reviews*, 65, 659-673.
- Wilson, T.J., Grunow, A.M. ve Hanson, R.E. 1997. Gondwana assembly: the view from southern Africa and East Gondwana. *J. Geodynamics* 23, 263–286.
- Yaghubpur, A. ve Mehrabi, B. 1997. Koushk zinc-lead deposit a typical black-shale-hosted deposit in Yazd State, Iran. *J. Sci. Islam. Repub. Iran* 8, 117–125.
- Yılmaz, İ. 2004. Mansurlu-Feke Civarının Yapısal Jeolojisi. İstanbul Üniversitesi, Doktora Tezi, 208 sf (Yayınlanmamış).

En Küçük Kareler Destek Vektör Makineleri (LS-SVM) Kullanarak Kaya Malzemesi Tanjant Elastisite Modülünün Tahmini

Prediction of Tangent Elasticity Modulus of Rock Material Using Least Square Support Vector Machine

NURÇİHAN CERYAN^{1*}

¹Balıkesir Üniversitesi Balıkesir Meslek Yüksekokulu Madencilik ve Maden Çıkarma Bölümü

Geliş (received) : 18 Şubat (February) 2016

Kabul (accepted) : 01 Ağustos (August) 2016

ÖZ

Kaya malzemesi tanjant elastisite modülü kaya mühendisliği tasarım problemlerinin çözümünde önemli bir parametredir. Elastisite modülünün standart laboratuvar deneyleriyle belirlenmesi zor, pahalı ve zaman alıcı bir işittir. Bu durum özellikle ince tabakalı, ileri derecede kırıklı, foliasyonlu, yüksek poroziteli ve zayıf kayalar için geçerlidir. Bu nedenle, araştırmacılar tarafından tanjant elastisite modülünün tahmini için bazı istatistiksel modeller geliştirilmiştir. Bu modeldeki korelasyonlar indeks özellikler, petrografik özellikler, Schmidt çekici geri tepme sayısı ve Nokta yük indeksi gibi basit mekanik deneylerle ilgilidir. Ancak, bu korelasyonlar genel amaçlı kullanıma uygun değildir ve basit mekanik deneyler bazı zorluklara ve kısıtlamalara sahiptir. Son birkaç yıl içinde, bu geleneksel yönteme ek olarak, tanjant elastisite modülünün tahmini için yeni teknikler büyük ilgi toplamıştır. Bu yeni teknikler yapay sinir ağları (ANN), genetik algoritma (GA), ilgililik vektör makineleri (RVM) ve destek vektör makineleri (SVM) gibi esnek hesaplama yöntemleridir. Bu çalışmada, kaya malzemesi tanjant elastisite modülünün (E_t) tahmininde En Küçük Kareler Destek Vektör Makinesi (LS-SVM) yönteminin uygulanabilirliği ve yeteneği incelenmiştir ve yöntemin performansı yapay sinir ağları (ANN) modeli ile karşılaştırılmıştır. İncelenen örnekler Gümüşhane, Giresun ve Rize’de (KD Türkiye) yüzeylenen volkanik kayalardan alınmıştır. Bu modellerin girdi parametreleri efektif porozite ve P-kararlılık indeksidir. ANN ve LS-SVM modellerinin performanslarını belirlemek için Performans İndeksi (PI) kullanılmıştır. Bu iki yöntem güçlü esnek hesaplama teknikleri olmasına rağmen, LS-SVM daha yüksek doğruluk ve daha hızlı sonuçlar üretmektedir. Bu çalışma sonuçlarına göre, incelenen volkanik kayaç örnekleri için, LS-SVM modelinin ANN modeline göre daha iyi genelleme yeteneğine sahip olduğu söylenebilir.

Anahtar Kelimeler: En küçük kareler destek vektör makinesi (LS-SVM), KD Türkiye, tanjant elastisite modülü, volkanik kayaç, yapay sinir ağı (ANN).

ABSTRACT

The tangent elasticity modulus is an important parameter in designing solutions to rock engineering problems. Determining the parameter using standard laboratory tests is a difficult, expensive and time-consuming task. This is particularly true for thinly bedded, highly fractured, foliated, highly porous and weak rocks. Therefore, the researchers developed some statistical models for prediction of the tangent elasticity modulus. The correlations in these models often relate to some index properties, petrographic characteristics and basic mechanical test such as Schmidt hammer rebound number, point load index. However, these correlations are not open to the general purpose use and basic mechanical tests have some limitation and difficulties. In addition to these conventional methods, new techniques for prediction of the tangent elasticity modulus have also garnered considerable attention in the last several years. These new methods are soft computing methods such as Artificial Neural Network (ANN), Genetic algorithm (GA), Relevance vector machines (RVM) and Support vector machines (SVM). In this study, the applicability and capability of least squares support vector machines (LS-SVM) for predicting the tangent elasticity modulus of the rock materials was examined and its performance was compared with the artificial neural networks (ANN) model. The samples investigated were taken from volcanic rocks exposed in Gümüşhane, Giresun and Rize (NE Turkey). The input parameters of LS-SVM and ANN developed in this study models are the effective porosity, and P-durability index. The performance index (PI) was used to determine the performance of the LS-SVM and ANN models. Although these two methods are powerful soft computing techniques,

*N. Ceryan

e-posta: nceryan@balikesir.edu.tr

LS-SVM makes the running time considerably faster, in terms of accuracy. As a result of the study, it can be concluded that the generalization ability of the LS-SVM model produces better results than those of the ANN model for the volcanic rock samples investigated..

Keywords: Artificial neural network (ANN), least squares support vector machines (LS-SVM), NE Turkey, tangent elasticity modulus, volcanic rock.

GİRİŞ

Kaya malzemesi elastisite modülü kaya malzemesinin deformasyon özelliklerinin tanımlanmasındaki temel parametre olup kaya kütlesi deformasyon modülünün tahmininde ve kaya kütlesinin gerilme-deformasyon ilişkisinin sayısal modellenmesinde de kullanılmaktadır. Bu nedenle, kaya mühendisliğinin birçok uygulamasında söz konusu parametreye ihtiyaç duyulmaktadır. Elastisite modülünü laboratuvar deneyleriyle elde etmek için ilgili standartlarda tanımlanmış, düzgün geometriye sahip karot örnekleri ihtiyaç duyulmaktadır. Ancak, zayıf, ileri derecede kırıklı, ince tabakalı, foliasyonlu ve/veya zayıf matris içinde blok içeren kayalardan bu standart karot örneklerini elde etmek çoğu kez mümkün olmamaktadır (Gökçeoğlu ve Zorlu, 2004; Sönmez vd., 2006; Yılmaz ve Yüksel, 2008). Ayrıca, elastisite modülünü bulmak için yapılan tek eksenli sıkışma deneyi; zaman alıcıdır, hassasiyeti fazladır (dikkat gerektirir), ucuz değildir ve aynı örnek için tekrarlanamamaktadır (Gökçeoğlu ve Zorlu, 2004; Sönmez vd., 2006). Bu zorlukları aşmak için, araştırmacılar tarafından farklı tahmin modelleri geliştirilmiştir. Söz konusu bu modellerde en çok kullanılan araçlar; istatistiksel (korelasyon) analize dayalı görgül ilişkiler ve esnek hesaplama yöntemleridir.

Kaya malzemesi elastisite modülünü tahmin etmek için geliştirilen görgül ilişkilerde bazen tek bağımsız değişken kullanılırken (Sachpazis, 1990; Leitev ve Ferland, 2001; Yılmaz ve Sendir, 2002; Lashkaripour, 2002; Yaşar ve Erdoğan, 2004; Dinçer vd., 2004; Moradian ve Behnia, 2009; Armaghani vd., 2015) bazen de birden fazla değişken kullanılmaktadır (Christasaras vd., 1994; Karakus vd., 2005; Dehghan vd., 2010; Yılmaz ve Yüksel, 2009; Beiki vd., 2013; Torabi-Kaveh vd., 2015). Bu görgül bağıntılar belirli bir kaya türü için geliştirilmiş olup (Fener vd., 2005; Sönmez vd., 2006; Maji ve Sitharam, 2008; Rezaei vd., 2012) güncelleştirilmek istendiğinde de yeni verilere ihtiyaç duyulmaktadır (Rezaei vd., 2012).

Son on beş yılda, kaya malzemesi ve kaya kütlesinin dayanım ve deformasyon özelliklerinin tahmininde

esnek hesaplama yöntemlerinin kullanımına sıklıkla rastlanmaktadır (Ceryan, 2015). Kaya malzemesi elastisite modülünü tahmin etmek için geleneksel görgül bağıntılara alternatif olarak kullanılan başlıca esnek hesaplama yöntemleri; yapay sinir ağlarının (ANN) farklı modelleri (Meulenkamp ve Grima, 1999; Sönmez vd., 2006; Yılmaz ve Yüksel, 2008; Tiryaki, 2008; Yılmaz ve Yüksel, 2009; Heidari vd., 2010; Dehghan vd., 2010; Torabi-Kaveh vd., 2015), bulanık çıkarım sistemleri (FIS) (Gökçeoğlu ve Zorlu, 2004; Sönmez vd., 2004; Ranjbar-Karami vd., 2014) ve Uyarlanabilir Sinirsel Bulanık Çıkarım Sitemidir (ANFIS) (Yılmaz ve Yüksel, 2009; Singh vd., 2012, Armaghani vd., 2015). Son on yıldır, sıklıkla kullanılan söz konusu yöntemlerin yan sıra, genetik algoritma (GA) (Amin vd., 2013; Beiki vd., 2013), genetik algoritma ile geliştirilmiş ANN (GA-ANN) (Majdi ve Beki, 2010), regresyon ağacı (Tiryaki, 2008), Gauss süreci regresyonu (Gaussian Process Regression) (Kumar vd., 2013) ve mini-maksimum olasılık makineleri regresyonu (Minimax Probability Machine Regression) (Kumar vd., 2013), ilgililik vektör makineleri (RVM) (Liu vd., 2014) ve destek vektör makineleri (SVM) (Liu vd., 2013; 2014; Ceryan, 2015; Al-Anazi ve Gates 2015) modellerinin de E_t 'yi tahmin için kullanıldığı görülmektedir.

ANN algoritmaları birçok avantaja sahip olmasına rağmen, çok katmanlı yapısındaki karmaşıklık, yerel minimum noktalarına takılma ve aşırı öğrenme olasılığı, parametrelerindeki hassasiyet analizindeki güçlük ve ağırlıklarının rastgele atanmasından dolayı modelin her koşuturulmasında farklı çıktılar elde edilmesi gibi olumsuz özellikler de içermektedir (ASCE, 2000). ANN'nin bu olumsuzluklarını en aza indirmek amacıyla Vapnik (1995) makine öğrenme teorisine ve karesel (kuadratik) programlamayla çözüm esasına dayanan destek vektör makineleri (SVM) yöntemini geliştirmiştir. Bu yöntem güçlü öğrenme ve tahmin yetenekleri olan, etkin ve doğru bir araç olarak kabul edilmektedir (Ceryan vd., 2012; Ceryan, 2014). SVM modeli yapay sinir ağları (ANN ile yakından ilişkilidir. Aslında sigmoid bir kernel fonksiyonu kullanan SVM

modeli; iki katmanlı, ileri beslemeli bir sinir ağına karşılık gelmektedir (Tolun, 2008). Standart sinir ağı eğitimi gibi konveks olmayan kısıtlayıcı koşullar içermeyen minimizasyon (hataları en az indirme) problemini çözmek yerine kısıtlayıcı koşullar içeren bir karesel programlama problemini çözen SVM modelleri bir kernel fonksiyonu kullanan radyal tabanlı fonksiyon ve çok katmanlı algılayıcı (perception) sınıflandırıcılar için alternatif bir eğitim yöntemidir (Tolun 2008).

Bu çalışmanın amacı; kaya malzemesi tanjant elastisite modülünün (E_t) tahmininde LS-SVM yönteminin uygulanabilirliğinin araştırılmasıdır. Bu amacı gerçekleştirmek için, Giresun-Gümüşhane-Rize (KD Türkiye) yöresinde yüzeylenen volkanik kayalardan örnekler alınmış ve bu örneklerin fiziksel özellikleri, P-dalgı hızı, suda kararlılık indeksi ve tanjant elastisite modülü belirlenmiştir. Bu çalışmada, LS-SVM modelinin yansira bu modelin performansını karşılaştırmak amacıyla, Levenberg-Marquardt algoritmasına sahip ileri beslemeli geriye yayımlı ANN modeli de oluşturulmuştur. Söz konusu bu modellerin tahmin parametreleri olarak efektif porozite (görünür gözeneklilik) ve P-kararlılık indeksi (Ceryan, 2014) kullanılmıştır. ANN ve LS-SVM modellerinin genelleme yeteneğini değerlendirebilmek amacıyla verilerin yansı eğitim, diğer yansı da test için kullanılmış olup hem eğitim hem de testteki performansları da ilgili kriterler ile değerlendirilmiştir. Söz konusu modellerin oluşturulması ve çalıştırılmasında MATLAB R2010a yazılımından yararlanılmıştır.

YAPAY SİNİR AĞI MODELİ (ANN)

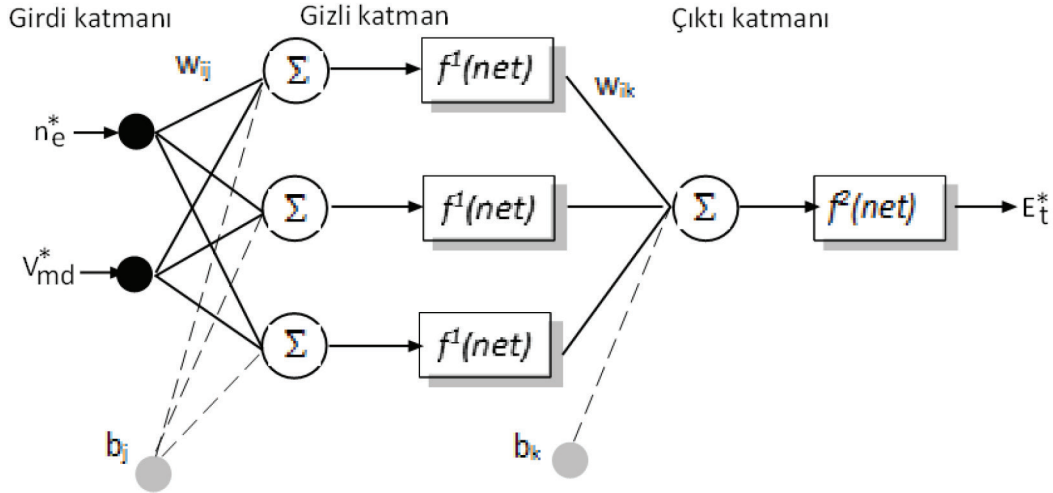
Yapay sinir ağı (Artificial Neural Network, ANN) insan beyninden esinlenerek geliştirilmiş, ağırlıklı bağlantılar aracılığıyla birbirine bağlanan ve her biri kendi belleğine sahip işlem elemanlarından oluşan paralel ve dağıtılmış bilgi işleme yapılarıdır (Haykin, 1994; Skapura, 1996). Genel olarak yapay sinir ağı mimarisi üç katman halinde tanımlanmaktadır (Şekil 1). Bir ağda birden fazla gizli katman olabilmektedir. Bir yapay sinir ağında kaç tane gizli katman kullanılacağı ve her bir gizli katmanda kaç sinir hücresi olacağı ise bugüne kadar belirlenememiş; probleme göre değişen, bazı sezgisel yaklaşımlar geliştirilmiştir (Sönmez vd., 2015). Bu çalışmada, iki girdi parametresi ve bir çıktı parametresi ile yapılandırılan ANN modelinde 3 sinir hücresi bulunan 1 gizli katman kullanılmıştır (Şekil 1).

Şekil 1'de bir ANN modelinin katmanlı yapısının ölçülen parametre değerleri (girdiler) (x), ağırlıklar (W), net fonksiyonu, aktivasyon fonksiyonu (f) ve çıktılar (y) olmak üzere 5 temel elemanı vardır. Parametrelerin (bağımsız değişkenlerin) sistem içindeki etkinlikleri ağırlıklarla sağlanmakta ve dolayısıyla modelin performansı ağırlıklara bağlı olmaktadır. Parametre değerlerinin hücreler üzerindeki etkilerini ifade etmek için parametre değerlerinin ağırlıklı toplamı olarak bulunan net fonksiyonu (Şekil 1) kullanılır. Hücrelere gelen ağırlıklı toplamı olarak parametre değerleri de aktivasyon fonksiyonları (f) yardımıyla çıktılara dönüştürülmektedir (Haykin, 1994; Skapura, 1996). Aktivasyon fonksiyonu olarak; doğrusal, logaritmik sigmoid, hiperbolik tanjant sigmoid, gauss gibi fonksiyonlar bulunmakla birlikte, bu çalışmada da olduğu gibi, çoğunlukla logaritmik sigmoid fonksiyonu kullanılmaktadır (Ham ve Kostanic, 2001).

ANN'nin yapısı kadar ağı kurulması da; yani ağı tahmin parametrelerinin değerlerine karşılık beklenen çıktıları öğrenmesini (ağın eğitimi) sağlayacak algoritma da çok önemlidir. Araştırmacılar tarafından ANN ağının eğitiminde kullanılacak birçok algoritması geliştirilmiş olmasına karşın, uygulamalarda sıklıkla kullanılan algoritmalar; ileri beslemeli geri yayımlı algoritmalar (Skapura, 1996; Ham ve Kostanic, 2001). İleri doğru hesaplamaya, ölçülen parametre değerlerinin ağa sunulmasıyla başlanmaktadır. Gizli katmandaki her hücre girdi katmanından gelen parametre değerlerini ağırlıklarıyla birlikte alarak net girdiler hesaplanmakta, bu aşamanın son adımında ise bu net girdi değerlerinin belirlenen bir aktivasyon fonksiyonundan geçirilmesiyle gizli katman elemanlarının çıktıları hesaplanmaktadır (Ham ve Kostanic, 2001; Okkan ve Mollamahmutoğlu, 2010; Ceryan vd., 2013). Bu işlemler tüm gizli katman ve çıktı katmanı arasında da tekrarlanmaktadır. ANN modelinde verilen ölçülen parametre değerlerini çıktılarına dönüştüren yukarıda verilen süreç aşağıdaki bağıntıyla ifade edilmektedir (Eşitlik 1, Ham ve Kostanic, 2001);

$$y_m = f^{(2)} \left\{ \sum_{j=1}^m \left[f^{(1)} \left(\sum_{i=1}^n x_i W_{ij} + b_j \right) \right] W_{jm} + b_m \right\} \quad (1)$$

Yukarıdaki denklemde; x_i ağı arasındaki girdileri, W_{ij} girdi katmanı ile gizli katman arasındaki ağırlıkları, b_j girdi katmanı ile gizli katman arasındaki sabit terimleri (bias değeri), $f^{(1)}$ girdi katmanı ile gizli katman arasındaki aktivasyon fonksiyonunu, $f^{(2)}$ çıktı katmanı ile gizli katman arasındaki aktivasyon fonksiyonunu, j



Şekil 1. İncelenen örneklerin tanjant elastisite modülünü tahmin etmek için kurulan yapay sinir ağı yapısı (Huang ve Wandstedt, 1998'den değiştirilerek) (n_e^* : normalize edilmiş efektif porozite, V_{md}^* : normalize edilmiş P-kararlılık indeksi, E_t^* : normalize edilmiş tanjant elastisite modülü).

Figure 1. The Artificial neural network structure to predict the tangent elasticity modulus of the sample investigated (modified from Huang and Wandstedt, 1998) (n_e^* : effective porosity normalized, V_{md}^* : P-durability index normalized, E_t^* : tangent elasticity modulus normalized).

gizli katmana ait hücre sayısını, n girdi katmanındaki hücre sayısını, W_{jm} çıktı katmanı ile gizli katman arasındaki ağırlıkları, b_m ise çıktı katmanı ile gizli katman arasındaki sabit terimdir..

Geriye doğru hesaplama aşamasında ise ağın çıktı değerleri ölçülen değerler (beklenen çıktı değerleri) ile karşılaştırılmakta, geriye yayılım aşamasında bu ikisi arasındaki farkın (hatanın, e_p) azaltılması amaçlanmaktadır. Bu amacı gerçekleştirmek için başlangıçta rastgele atanan ağın ağırlıkları, hata istenen sınırlara azaltılıncaya kadar iteratif olarak değiştirilmektedir (Ham ve Kostanic, 2001).

Önceki çalışmalarda, kaya malzemesinin deformasyon özelliklerin kestirilmesinde kullanılan ANN için değişik ileri beslemeli geriye yayımlı algoritmalarından yararlanılmıştır (Yılmaz ve Yüksek, 2008; Yılmaz ve Yüksek, 2009; Sarkar vd., 2010; Beiki vd., 2013). Zaman ihtiyacı ve eğitimde yavaş yakınsama gibi olumsuzluklar içeren bu standart algoritmaların yerine daha hassas ve sayısal optimizasyon tabanlı Newton ve Levenberg-Marquardt algoritmaları da kullanılmaktadır (Meulenkamp ve Alvarez Grima, 1999; Ham ve Kostanic, 2001; Tiryaki, 2008; Ceryan vd., 2013). Bu çalışma da ileri beslemeli geri yayımlı eğitim algoritmasının gelişmiş bir türü olan Levenberg-Marquardt algoritması kullanılmıştır.

Levenberg-Marquardt algoritması Newton algoritmasının bir versiyonu olarak geliştirilmiş (Marquardt, 1963) ve ANN' ya eklenerek ileri beslemeli geriye yayılım algoritmaları arasında kullanılmaya başlanmıştır (Hagan ve Menhaj, 1994; Meulenkamp ve Alvarez Grima, 1999; Tiryaki, 2008; Ceryan vd., 2013). Newton algoritmasında, performans fonksiyonunu minimize eden en uygun ağ ağırlıkları aşağıdaki denklem yardımıyla bulunabilmektedir (Eşitlik 2, Hagan ve Menhaj, 1994).

$$W_{k+1} = W_k - H_k^{-1} g_k \quad (2)$$

Burada H_k performans (amaç) fonksiyonun ağırlıklara göre ikinci derecede türevlerinden oluşan Hessian matrisi, g_k ise ağın gradyanı olup performans fonksiyonunun birinci dereceden türevlerinden oluşan matristir.

Çok katmanlı yapay sinir ağı modellerinde genellikle en küçük kareler yöntemine dayalı performans fonksiyonu (Eşitlik 3) kullanılmaktadır.

$$E(w) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^P e_i^2(w), \quad P = nQ \quad (3)$$

Burada, $E(w)$ performans fonksiyonunu, w ağın ağırlıklarını n çıktı katmanındaki hücre sayısını, Q ağın ku-

rumundaki (eğitiminde) kullanılan örneklem büyüklüğünü, $e(w)$ ise çıktı ile beklenen değerler arasındaki farkı göstermektedir.

Ağın gradyanı aşağıdaki bağıntıyla (Eşitlik 4) ifade edilebilmektedir (Hagan ve Menhaj, 1994);

$$g_k = J^T e \quad (4)$$

Burada $J \in R^{P \times N}$ Jakobiyen matrisi olarak adlandırılmakta ve ağ hatalarının (e) ağırlıklarına (W) göre birinci türevinden oluşmaktadır (Eşitlik 5);

$$J(w) = \frac{\partial e}{\partial W} \quad (5)$$

Jakobiyen matrisi kullanılarak Hessian matrisinin yaklaşık değeri Eşitlik 6 ile bulunmaktadır;

$$H = J^T J \quad (6)$$

Bu aşamada, 2 nolu bağıntı aşağıdaki gibi (Eşitlik 7) yeniden yazılarak belirli bir k iterasyon adımında ağın ağırlıkları hesaplanabilmektedir.

$$W_{k+1} = W_k - H_k^{-1} J^T e_k \quad (7)$$

Yukarıdaki denklemin çözümünde Hessian matrisinin tersine ihtiyaç duyması sorun oluşturmaktadır. Levenberg-Marquardt algoritması Hessian matrisini tanımlamak için aşağıdaki denklemi (Eşitlik 8) kullanarak bu sorunu çözmüştür (Okkan ve Mollamahmutoğlu, 2010; Ceryan vd., 2013).

$$H = J^T J + \mu I \quad (8)$$

Burada J Jakobien matrisi, I birim matrisi μ ise Marquard parametresini ifade etmektedir.

Ağın hatasının geri yayılması aşamasında, ilk önce Jakobien matrisinin transpozesi ve ağ hataları kullanılarak 4 nolu bağıntıdan ağın gradyanı (g_k) hesaplanmakta, sonra 7 nolu bağıntı kullanılarak ağın ağırlıkları (W_{k+1}) yeniden hesaplanarak güncellenmektedir (Okkan ve Mollamahmutoğlu, 2010; Ceryan vd., 2013). Levenberg-Marquardt algoritmasında en önemli parametre, μ olup skaler bir sayı olarak tanımlanmaktadır. Eğer μ sifıra yakınsarsa, yöntem Newton algoritması gibi işleyişini sürdürmekte; μ büyük bir sayıyı temsil ettiğinde ise yöntem küçük adımlı gradyan azalması yöntemi haline gelmektedir (Hagan ve Menhaj, 1994). Marquard parametresi (μ) belirli bir k adımında ağın gradyanı azaldığında belirli bir bo-

zulma oranı (β , $0 < \beta < 1$) ile çarpılmakta, gradyan yeni bir aşamada arttığında ise beta değerine bölünerek ağın performansı her adımda iyileşmektedir (Ham ve Kostanic, 2001).

EN KÜÇÜK KARALAR DESTEK VEKTÖR MAKİNELERİ MODELİ (LS-SVM)

ANN'nin olumsuzluklarını en aza indirme amacıyla Vapnik (1995), makine öğrenme teorisine ve karesel programlamayla çözüm esasına dayanan destek vektör makineleri (SVM) yöntemini önermiştir. Bir destek vektör makinesi, en uygun olarak verileri iki kategoriye ayıran bir hiper düzlem oluşturur (Şekil 2a, c). SVM regresyonunda en uygun bir ayırıcı hiper düzlem ve destek vektörleri arasındaki marj yerine "bir yaklaşım hatası" kullanılmaktadır (Şekil 2b, d). Vapnik (1995), Tripathi vd. (2006), Tolun (2008) ve Ceryan vd. (2012) çalışmalarında SVM ve LS-SVM hakkında ayrıntılı bilgi vermişlerdir. Bu çalışmada; tanjant elastisite modülü tahmininde kullanılan En Küçük Kareler Destek Vektör Makinesi (LS-SVM) yöntemi anlatılırken söz konusu çalışmalardan geniş ölçüde yararlanılmıştır.

Suykens vd. (2001) tarafından geliştirilen LS-SVM modelinin tipik mimarisi Şekil 3'te verilmiştir.

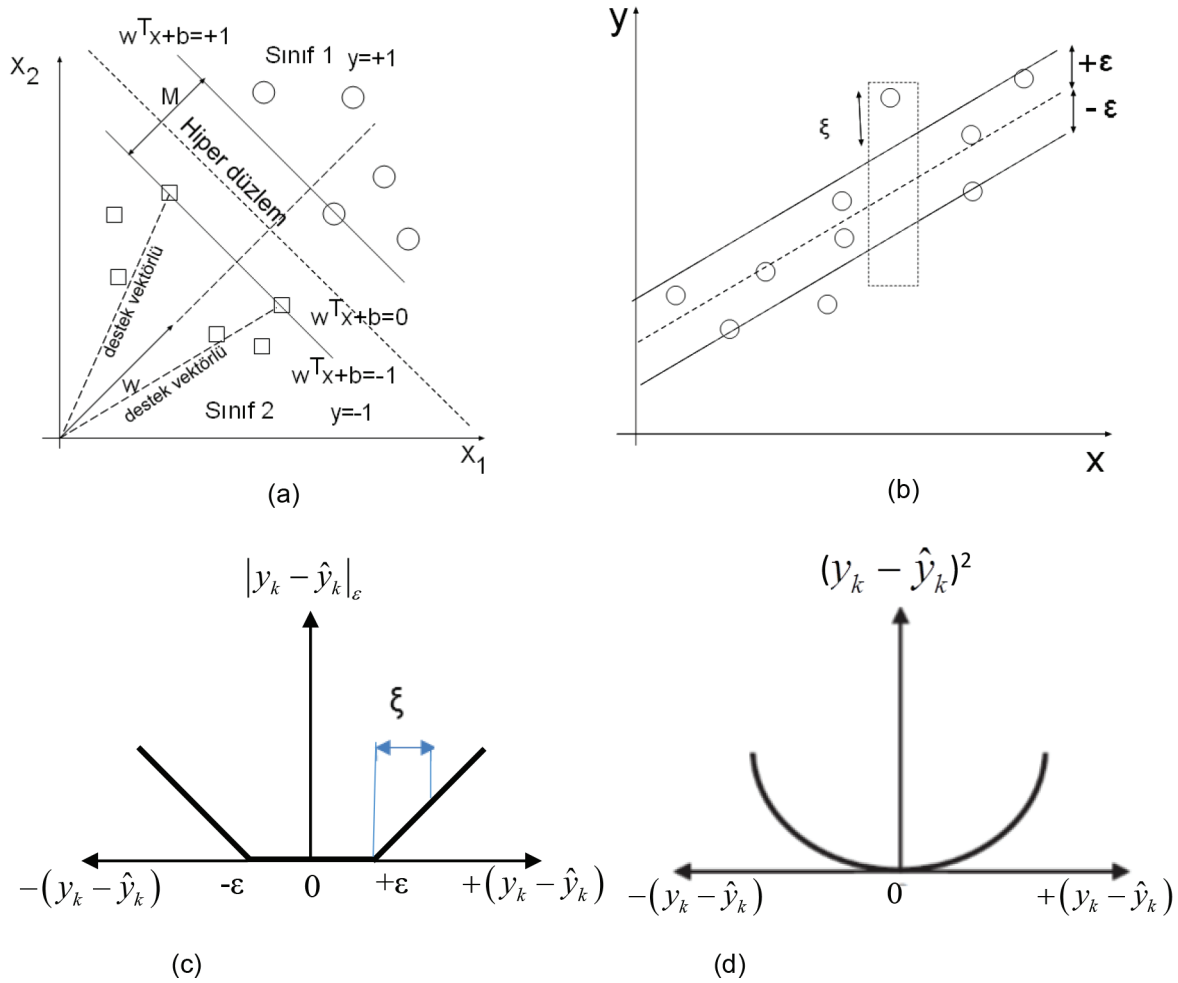
Bu yöntemde $y_k = W^T \Phi(x_k) + b + e_k$ olmak üzere modele sunulan $\{x_k, y_k\}$ eğitim veri seti ($k=1, \dots, N$) kullanılarak hata optimizasyonu problemi aşağıdaki kısıtlayıcı denklem (Eşitlik 9) ile sağlanmaktadır (Suykens vd., 2001; Tolun, 2008).

$$\min. J(W, e) = \frac{1}{2} W^T W + \frac{\gamma}{2} \sum_{k=1}^N e_k^2 \quad y_k - \hat{y}_k = e_k \quad (9)$$

Burada, e_k hata terimini, W ağırlıkları, $\Phi(x_k)$ girdi uzayının doğrusal olmayan bir şekilde çok boyutlu özellik uzayına haritalanmasını sağlayan (çekirdek) fonksiyonu, b sabit (bias) terimi ve γ düzenleme faktörünü ifade etmektedir.

$\Phi(\cdot)$ doğrusal olmayan fonksiyonu kullanılarak orijinal düşük boyutlu girdi uzayındaki doğrusal olmayan problem yapısının çok boyutlu özellik uzayındaki doğrusal problem yapısına dönüştürülmesi işlemi Şekil 4'te özetlenmiştir.

LS-SVM'deki optimizasyon problemi çözümü ise, Lagrange çarpanları dikkate alınarak gerçekleştirilmektedir (Eşitlik 10) (Suykens vd., 2001; Tolun, 2008).



Şekil 2 a) En geniş marjlı en uygun kanonik ayırıcı hiperdüzlem (Tolun, 2008), b) tek boyutlu bir doğrusal regresyon modeli için duyarsız bant (Tolun, 2008), c) SVM'nin duyarsız bant için kayıp fonksiyonu (Ceryan vd., 2012), d) LS-SVM'nin kuadratik kayıp fonksiyonu (Ceryan vd., 2012). (b: bias terimi, y_k : ölçülen değer; \hat{y}_k : SVM/LS-SVM modeli çıktı değeri, w : ağırlık vektörü, M : marj).

Figure 2. a) The optimal separator canonical hyperplane having the most margin (Tolun 2008), b) insensitive band for a one-dimensional linear regression model (Tolun, 2008), c) insensitive loss function of SVM (Ceryan et al., 2012) and d) quadratic loss function of LS-SVM (Ceryan et al., 2012 (b: the bias term, y_k : the parameter value measured, \hat{y}_k : the output of SVM/LS-SVM models, w : weight vector, M : margin).

$$L(W, b, e, \alpha) = J(W, e) - \sum_{k=1}^N \alpha_k \{W^T \phi(x_k) + b + e_k - y_k\} \quad (10)$$

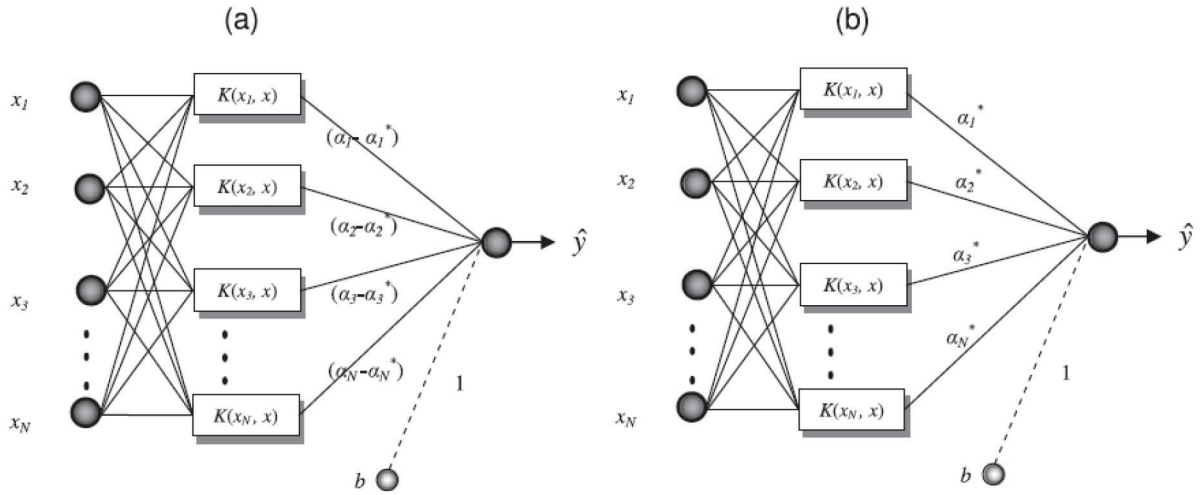
Burada α_k Lagrange çarpanlarını ifade etmektedir. Bu çarpanlar standart SVM yönteminde pozitif olması gerekirken LS-SVM yönteminde negatif değerler de alabilmektedir.

Eşitlik 10'daki birinci dereceden kısmi türevler uygulanıp W ve hata teriminin elenmesiyle, LS-SVM modeli için fonksiyon tahmini Eşitlik 11 gibi düzenlenmektedir. Bu işleyiş Şekil 3 üzerinde görülmektedir.

$$\hat{y}_k = \sum_{k=1}^N \alpha_k K(x_k, x) + b \quad (11)$$

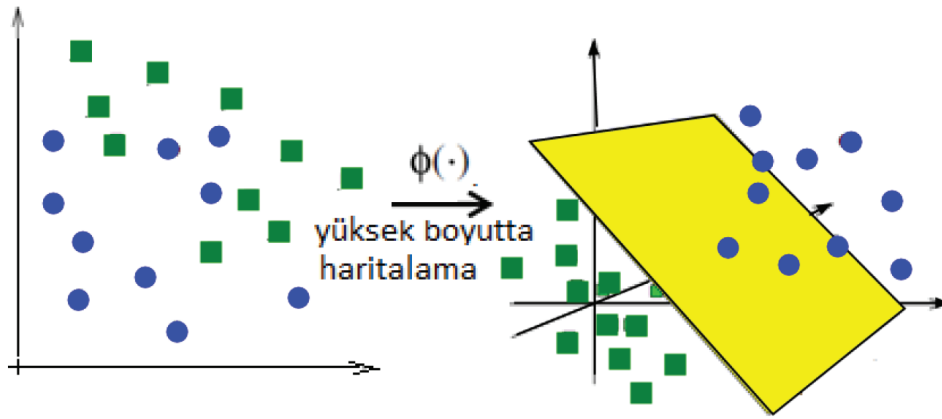
Burada $K(x_k, x)$ fonksiyonu kernel (çekirdek) fonksiyonunu ifade etmektedir.

Mercer (1909) tarafından önerilen teoriden hareketle haritalama fonksiyonu, transpozunu ile çarpılarak kernel (çekirdek) fonksiyonu hesaplanabilmektedir. Kernel fonksiyonu olarak farklı fonksiyonlar kullanılmasıyla beraber çalışma kapsamında Radyal Tabanlı Fonksiyon (RBF) tercih edilmiştir (Eşitlik 12).



Şekil 3. a) SVM ve b) LS-SVM'nin mimarisi (Ceryan vd., 2012).

Figure 3. a) Structures of SVM and b) LS-SVM (Ceryan et al., 2012).



Şekil 4. $\Phi(\cdot)$ kernel fonksiyonunun işlevi (Tripathi vd., 2006).

Figure 4. The mission of $\Phi(\cdot)$ kernel function (Tripathi et al., 2006).

$$K(x_k, x) = \exp\left(-\frac{\|x - x_k\|^2}{2\sigma^2}\right) \quad (12)$$

Burada σ radyal tabanlı fonksiyonun genişliğidir.

LS-SVM modellemesinde düzenleme faktörü (γ) ve RBF'nin genişlik parametresi (σ) olmak üzere iki adet kalibre edilmesi gereken parametreye ihtiyaç duyulmaktadır. Bu çalışmada en uygun LS-SVM parametreleri hata kareler ortalamasını minimum yapacak şekilde k-kat çapraz-doğrulama tekniği (Kalra vd., 2013) ile belirlenmiştir. SVM ve LS-SVM yöntemleri

ile ilgili detaylar bu çalışmada da geniş ölçüde yararlanılan Tripathi vd. (2006) tarafından verilmiştir.

MALZEME VE LABORATUVAR DENEYLERİ

İncelenen örnekler Gümüşhane-Giresun karayolu şevlerinde yüzeylenen Üst Kretase yaşlı dasit ve andezitlerden, Karadeniz Teknik Üniversitesi (KTÜ) merkez yerleşkesindeki (Trabzon) çevre düzenlemesi için yapılan duvarlarda kullanılan bloklardan ve bu blokların kaynağı olan İyidere'de (Rize) Üst Kretase yaşlı bazaltik volkanitlerden alınmıştır (Şekil 5 ve 6).

Araziden alınan yaklaşık 30x30x30 cm³ boyutunda 47 kaya bloğundan elde edilen 50 mm çaplı karotların boy/çap oranı 2.5 olacak şekilde hazırlanmıştır.

KTÜ Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Maden Mühendisliği Bölümü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve İnşaat Mühendisliği Bölümü'ndeki Kaya Mekaniği Laboratuvarları ve Malzeme Laboratuvarı'nda gerçekleştirilen deneylerle (Şekil 7) bu karot örneklerinin fiziksel özellikleri, kuru ve doymun durumda boyuna dalga hızı ve tanjant elastisite modülü belirlenmiştir (Çizelge 1). Söz konusu deneylerde ISRM (2007) esas alınmıştır.

Suda dağılmaya karşı kararlılık deneyi ilk kez Franklin ve Chandra (1972) tarafından, çamurtaşlarının kısa süreli ıslanma-kuruma şeklindeki fiziksel etkilerle parçalanma durumunu belirlemek için geliştirilmiş olup, ISRM (1979) tarafından önerilmiş, Lee ve Freitas (1988) tarafından yeniden düzenlenmiş ve ASTM (1990) 'ye göre standart hale getirilmiştir. Örneklerin suda dağılmaya karşı gösterdiği kararlılık indeksi tamburda en son kalan malzemenin kuru kütlelerinin başlangıçtaki malzemenin kuru kütlelerine oranı olarak hesaplanmaktadır. Bu çalışmada örnekler dört stan-

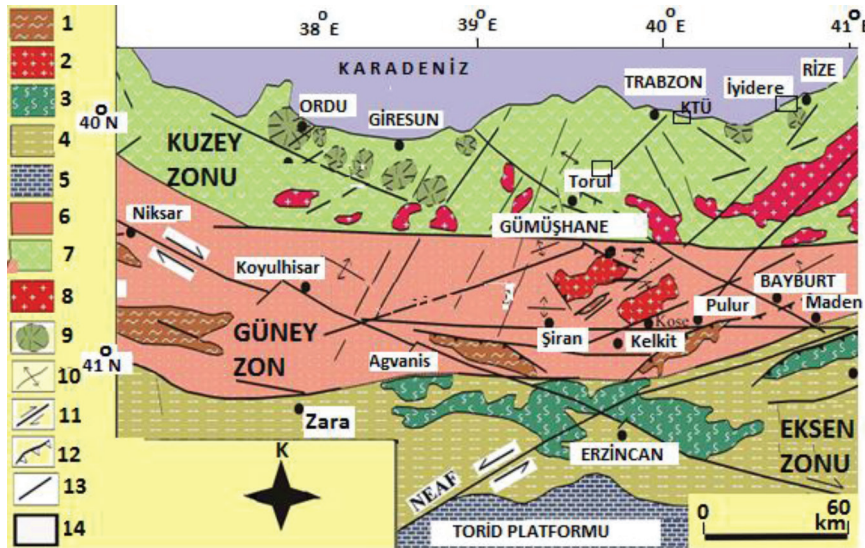
dart ıslanma-kuruma devrine tabi tutulmuştur.

Karot örneklerin efektif porozitesi (görünür gözenekliliği) aşağıdaki bağıntılardan bulunmuştur.

$$n_e = \frac{(Mk - Md) / \rho_w}{V_T} \quad (13)$$

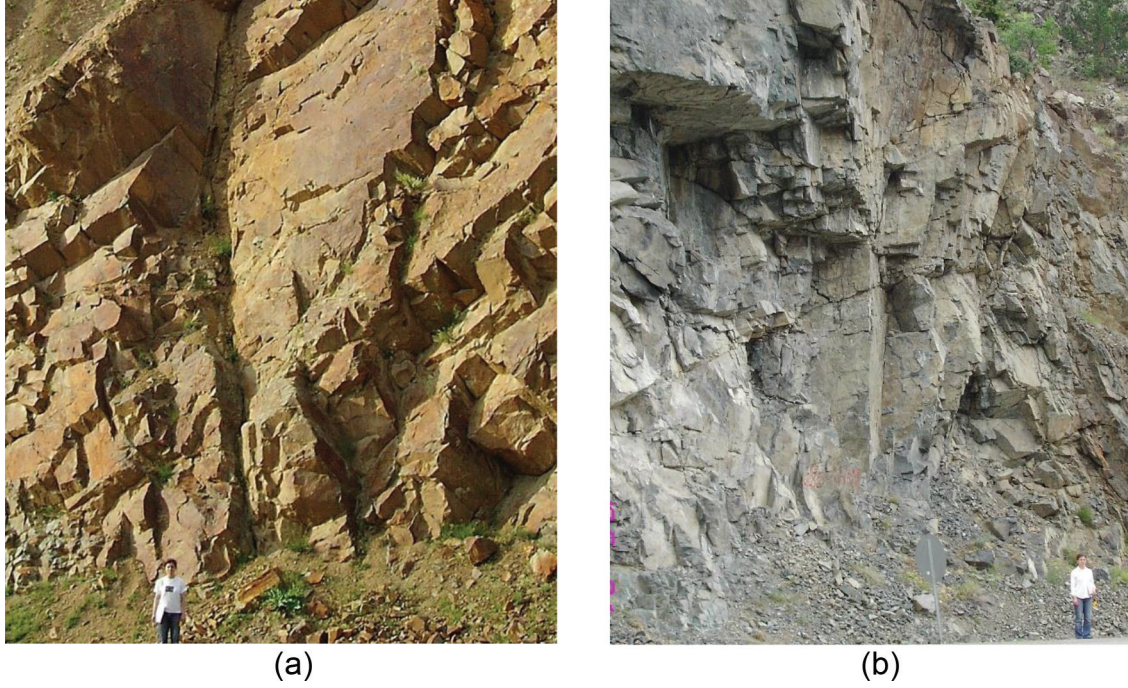
Burada M: Örneklerin 105° C de 12 saat kurutulduktan sonraki kütlesi, Md: Su dolu kaptan en az 1 saat süreyle vakum altında tutularak doymun hale getirilen örneklerin (doymun) kütlesi (Wd), ρ_s tane yoğunluğu, ρ_w ise suyun yoğunluğudur.

Ultrasonik dalga hızı (UPV) ölçümleri örneklerin hem kuru ve hem de doymun durumu için gerçekleştirilmiştir. Karot yüzeyleri ile alıcı ve gönderici jeofonların arasındaki temasın artırılarak boşluk kalmaması için örneğin alt ve üst yüzeylerine gres yağı sürülmüş, örnekten geçen P dalgası 0.1 mikro saniye (μ s) hassasiyetle okunmuştur. P dalga hızı gönderici ve alıcı arasındaki mesafenin (örnek boyunun) geçiş süresine bölünmesi ile elde edilmiştir.

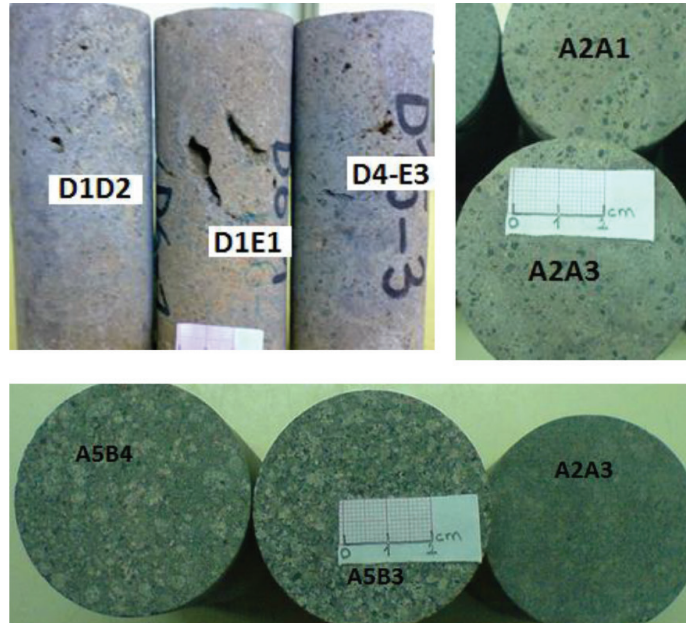


Şekil 5. Çalışma alanının konumu (1: Paleozoyik metamorfik taban, 2: Paleozoyik granitler, 3: Manto peridotitleri, 4: Genellikle Mesozoyik ve Senozoyik kayalar, 5: Karbonatlar, 6: Başlıca Mesozoyik ve Senozoyik sedimanter kayalar, 7: Geç Kretase ve Eosen yaşlı yay volkanitleri, 8: Eosen granitleri, 9: Kaldera veya dom, 10: Kıvrım eksenini, 11: Doğru atımlı fay, 12: Bindirme fayı, 13: Tanımlanmamış fay, 14: Çalışma alanı) (Eyüboğlu vd., 2006'dan alınmıştır).

Figure. 5. Location of study area (1: Paleozoic Metamorphic Basement; 2: Paleozoic Granites; 3: Serpentine; 4: Undifferentiated Mesozoic and Cenozoic Rocks; 5: Platform Carbonate Rocks; 6: Mesozoic Sedimentary Rocks; 7: Cretaceous and Eocene Arc Volcanic Rocks; 8: Late Cretaceous and Eocene Arc Granites; 9: Caldera or dome; 10: drag folds; 11: Strike-slip Fault; 12: Thrust fault; 13: Undefined Fault; 14: Study area; (from Eyüboğlu et al., 2006).



Şekil 6. a) Gümüşhane-Giresun karayolu boyunca yüzeylenen dasitik ve b) andezitik kayalar.
Figure 6. a) The dacitic and b) andesitic rock exposed throughout the Gümüşhane-Giresun road.



Şekil 7. Deney örnekleri (D1 ve D2: dasit, A2: andezit, A5: tüf).
Figure 7. Test samples (D1 and D4: dacite, A2: andesite, A5: tuff).

Kaya malzemesinin katı kısımdaki P dalgası hızını bulmak için "zaman ortalama eşitliği olarak" anılan ve aşağıda verilen bağıntıdan (Eşitlik 14) (Barton, 2007) yararlanılmıştır.

$$\frac{1}{V_p} = \frac{n}{V_{fl}} + \frac{1-n}{V_m} \quad (14)$$

Burada V_p örnekteki P-dalga hızı, V_{fl} : boşluklardaki suda P-dalga hızı, n porozite ve V_m ise P-dalgasının örneğin katı kısmındaki hızıdır.

İncelenen örneklerin tanjant elastisite modülünü bulmak için tek eksenli basınç aletinde prese yerleştirilen örneklere yapılan yükleme sırasında yük ile birlikte boyuna deformasyon ölçümlerinden de yararlanılmıştır. Yükleme hızı örneğin yaklaşık 10 dakikada kırılmasını sağlayacak şekilde seçilmiş, örnekler kırılıncaya kadar yükleme yapılmıştır. Deneylerde elde edilen gerilme-birim deformasyon eğrisine örneğin tek eksenli basınç dayanımının % 50'sine karşılık gelen gerilme değeri için teğet çizilmiş ve bu teğetin eğiminden tanjant elastisite modülü bulunmuştur (Çizelge 1).

TAHMİN PARAMETRELERİ VE NORMALİZASYONU

Kaya malzemesinin iki fazdan; katı faz ve boşluktan oluştuğu dikkate alındığında, dayanım ve deformasyon özelliklerin etkileyen kaya parametrelerini iki başlık altında toplanabilir (Ceryan, 2014). Bunlardan ilki içerdiği boşlukların karakteristikleri olup diğeri ise mineralojik ve petrografik özelliklerdir (Ceryan, 2014). Liu vd., (2014) çalışmasında, kaya malzemesinin fiziksel ve mekanik özelliklerinin çok büyük ölçüde mineralojik karakteristikleri ve boşluk özelliklerine bağlı olduğunu belirtmiştir.

Kaya malzemesinin boşluk yapısı özellikleri, onun fiziksel, mekanik özelliklerini ve hidrolik iletkenliğini belirleyen en önemli kaya parametrelerden biridir (Tuğrul, 2004; Palchik ve Hatzor, 2004; Liu vd., 2014). Bundan dolayı; kaya malzemesinin deformasyon özelliklerinin tahmini için kurulan modellerin çoğunda porozite ve efektif porozite yer almaktadır (Leite ve Ferland, 2001; Lashkaripour, 2002; Yılmaz ve Yüksek, 2008; Dehghan vd., 2010; Majdi ve Beiki, 2010; Singh vd., 2012; Beiki vd., 2013; Liu vd., 2013; Diamantis vd., 2014; Liu vd., 2014; Torabi-Kaveh vd., 2015; Armaghani vd., 2016). Bu çalışmada, tanjant elastisite modülünün tahmininde efektif porozite kullanılmıştır.

Kaya malzemesinin mekanik özellikleri, boşluk karakteristikleriyle birlikte mineralojik bileşimine ve petrografik özelliklerine de (tane büyüklüğü, minerallerin düzenlenmesi, tane-tane dokunağı özellikleri, tanelerin kenetlenme şekli ve derecesine) bağlıdır (Hartley, 1974; Tuğrul ve Zarif, 1999; Pomonis vd., 2007;

Tamrakar vd., 2007; Ceryan vd., 2008, Rigopoulos vd., 2010, Liu vd., 2013; Diamantis vd., 2014, Ceryan, 2014, Liu vd., 2014). Ceryan (2014) çalışmasında, kaya malzemesinin katı kısmın özelliklerinin serbest basınç dayanımı üzerindeki etkisini ifade etmek için P dalga hızı ve suda dağılmaya karşı kararlılık indeksinden yararlanılarak oluşturduğu P-kararlılık indeksini (V_{md}) önermiştir (Eşitlik 15).

$$V_{md} = V_m I_d \quad (15)$$

Burada; V_m kaya malzemesinin katı kısmındaki P-dalga hızı, I_d ise suda dağılmaya karşı kararlılık indeksidir.

P-dalga hızı (V_p) ölçümü kolay ve tekrarlanabilir olup aynı zamanda kaya malzemesinde örselenme oluşturmamaktadır. Bu özellikleri nedeniyle deformasyon özelliklerinin tahmininde en sık kullanılan parametrelerden biri V_p 'dir (Yaşar ve Erdoğan, 2004; Gökçeoğlu ve Zorlu 2004; Ceryan vd., 2008; Moradian ve Behnia 2009; Yılmaz ve Yüksek, 2009; Dehghan vd., 2010; Ceryan vd., 2012; Manoj, 2013; Armaghani vd., 2015; Armaghani vd., 2016). Ancak, söz konusu kestirim modellerinde P-dalga hızının kullanılmasında bazı sınırlamaların olduğunu belirten çalışmalar da vardır (Martinez-Martinez vd., 2011; Tandon ve Gupta, 2013). Suda dağılmaya karşı kararlılık indeksi (I_d) kaya örneklerinin ıslanma-kuruma süreçlerindeki dağılmaya karşı kararlılığını ifade etmekle birlikte aynı zamanda, mineralojik bileşime de bağlıdır (Sharma ve Singh, 2008; Yağız vd., 2012). V_p ve I_d ile ilgili yukarıda verilen söz konusu sınırlamalar ve avantajlar dikkate alınarak, bu çalışmadaki ANN ve LS-SVM modellerinde de efektif porozite ile birlikte P-kararlılık indeksi (V_{md}) (Ceryan, 2014) kullanılmıştır.

LS-SVM ve ANN modellerinde kullanılan söz konusu bu tahmin parametrelerinin (n_e ve V_{md}) ve çıktıların (E_v) standart hale getirilmesinde aşağıdaki denklem kullanılmıştır.

$$z_i = \frac{x_i - x_{\min}}{x_{\max} - x_{\min}} \quad (16)$$

Burada z_i is ölçeklendirilmiş (standart) değer, x_i ölçeklendirilmemiş (orjinal) veriyi göstermektedir. x_{\min} ve x_{\max} ise orijinal verinin en küçük ve en büyük değerleridir

Çizelge 1. İncelenen örneklerin efektif porozitesi (n_e), kuru durumda P dalgası hızı (V_p), suda dağılmaya karşı kararlılık indeksi (I_p), örneğin katı kısmında P dalgası hızı (V_m), P-kararlılık indeksi (V_{md}) ve tanjant elastisite modülü (indeks özellikler Ceryan ve Usturbelli (2011)'den alınmıştır).

Table 1. The effective porosity (n_e), P-wave velocity in dried condition (V_p), slake durability index (I_p), P-wave velocity in the solid part of rock sample (V_m), P-durability index (V_{md}) and tangent elasticity modulus (E_t) of the samples investigated (index properties were taken from Ceryan and Usturbelli (2011)).

| No | ne % | Vp m/sn | Id % | Vm m/sn | Vmd | Et (GPa) | No | ne (%) | Vp m/sn | Id % | Vm m/sn | Vmd | Et (GPa) |
|----|------|---------|------|---------|------|----------|----|--------|---------|------|---------|------|----------|
| 1 | 4.8 | 3352 | 80.5 | 3930 | 3164 | 12.946 | 25 | 6 | 3400 | 87.6 | 3884 | 3402 | 15.306 |
| 2 | 5.2 | 3246 | 81.9 | 3804 | 3115 | 12.072 | 26 | 5.7 | 3517 | 89.7 | 4029 | 3614 | 15.747 |
| 3 | 6.4 | 3228 | 74.9 | 3886 | 2911 | 9.829 | 27 | 7.7 | 3265 | 78.9 | 4001 | 3157 | 13.937 |
| 4 | 5.6 | 3285 | 77.8 | 3883 | 3021 | 12.408 | 28 | 5.6 | 2674 | 78.5 | 3326 | 2611 | 11.347 |
| 5 | 5.2 | 3246 | 81.6 | 3993 | 3259 | 13.327 | 29 | 4.8 | 3404 | 88.3 | 3815 | 3369 | 19.875 |
| 6 | 1.7 | 4202 | 98.1 | 4332 | 4250 | 26.752 | 30 | 4.8 | 3471 | 93.4 | 3908 | 3650 | 12.636 |
| 7 | 4.1 | 3575 | 94.7 | 3985 | 3774 | 22.435 | 31 | 1.6 | 4124 | 99.2 | 4468 | 4432 | 31.802 |
| 8 | 7.6 | 2578 | 72.1 | 3105 | 2239 | 11.240 | 32 | 4.1 | 3550 | 91.8 | 3957 | 3633 | 18.024 |
| 9 | 2.4 | 3757 | 97.8 | 4089 | 3999 | 29.572 | 33 | 4.3 | 3057 | 88.7 | 3682 | 3266 | 17.120 |
| 10 | 2.4 | 3886 | 94.6 | 4253 | 4024 | 27.237 | 34 | 2.8 | 3883 | 97.4 | 4248 | 4138 | 28.616 |
| 11 | 1.5 | 3700 | 96.2 | 4078 | 3923 | 30.787 | 35 | 1.4 | 3857 | 98.8 | 4108 | 4059 | 2.1781 |
| 12 | 1.6 | 4090 | 98.8 | 4214 | 4163 | 30.109 | 36 | 9.8 | 2876 | 68.4 | 3381 | 2313 | 7.025 |
| 13 | 5.1 | 3173 | 89.7 | 3534 | 3170 | 12.232 | 37 | 5.1 | 3144 | 79.3 | 3756 | 2979 | 13.150 |
| 14 | 3.5 | 3691 | 95.4 | 4096 | 3908 | 25.891 | 38 | 3.4 | 3836 | 93.7 | 4274 | 4005 | 24.035 |
| 15 | 7.9 | 3288 | 85.6 | 4047 | 3464 | 11.871 | 39 | 0.9 | 4559 | 96.3 | 4624 | 4453 | 33.786 |
| 16 | 2.7 | 3538 | 94.2 | 3955 | 3726 | 17.104 | 40 | 1.4 | 3571 | 96.5 | 4237 | 4089 | 26.988 |
| 17 | 4.5 | 3417 | 91.1 | 3817 | 3477 | 14.145 | 41 | 2.5 | 3661 | 90.4 | 4106 | 3712 | 25.203 |
| 18 | 1.1 | 4625 | 98.6 | 4747 | 4681 | 36.458 | 42 | 2.2 | 4043 | 96.2 | 4430 | 4262 | 26.646 |
| 19 | 4.2 | 3479 | 94.5 | 3876 | 3663 | 16.783 | 43 | 2.3 | 4100 | 96.3 | 4160 | 4006 | 28.374 |
| 20 | 4.3 | 3332 | 79.2 | 3873 | 3067 | 13.069 | 44 | 3.6 | 3629 | 93.8 | 4019 | 3770 | 22.143 |
| 21 | 6.5 | 3046 | 66.3 | 3934 | 2608 | 10.478 | 45 | 3.5 | 3722 | 94.9 | 4351 | 4129 | 23.063 |
| 22 | 2.3 | 3896 | 93.8 | 4239 | 3976 | 24.835 | 46 | 4 | 3730 | 89.1 | 4185 | 3729 | 17.140 |
| 23 | 7.9 | 3178 | 74.5 | 3689 | 2748 | 10.745 | 47 | 1.5 | 3841 | 97.3 | 4129 | 4018 | 29.974 |
| 24 | 1.5 | 4048 | 99.5 | 4375 | 4353 | 32.143 | | | | | | | |

MODELLERİN PERFORMANSININ DEĞERLENDİRİLMESİ

Bu çalışmada kurulan ANN modelinde üç katman kullanılmış olup gizli katmanda 3 adet sinir hücresi (nöron) yer almıştır. Bu modelde aktivasyon fonksiyonu

olarak sigmoid fonksiyonu kullanılmıştır. 30 eğitim dönemi (iterasyonu) kullanılan ANN modelinde Marquard parametresi (μ) 0.001, bozulma oranı (β) 0.1 olarak alınmıştır. LS-SVM modelinde ise, düzenleme parametresi $\gamma=265.97$ ve radyal tabanlı fonksiyonun genişliğini ifade eden değer $\sigma=5.37$ olarak alınmıştır.

ANN ve LS-SVM modellerinin eğitim ve test sonuçlarının laboratuvar deneyleriyle elde edilen (E_t) değerleriyle karşılaştırılması ve aralarındaki ilişki Şekil 8 ve Şekil 9'da verilmiştir.

Bu çalışmada, tanjant elastisite modülünü tahmin etmek amacıyla kurulan LS-SVM ve ANN modellerinin performansını değerlendirmek için hata kareler ortalamasının karekökü (RMSE) (Gökçeoğlu, 2002), varyansın nedeni (VAF) (Gökçeoğlu, 2002) determinasyon (belirlilik) katsayısı (R^2), düzeltilmiş determinasyon katsayısı ($Adj.R^2$) ve bu parametreler bağlı olarak tanımlanan performans indeksi (PI) (Yağız vd., 2012), kullanılmıştır (Eşitlikler 17-21, Çizelge 2). RMSE ölçülen ve çıkış verileri arasındaki farkın ortalamasını, VAF ise ölçülmüş verinin varyansı ile hata varyansının oranını temsil etmektedir. R^2 ve $adj.R^2$ ise ölçülmüş değer ile tahmin edilmiş değer arasındaki doğrusal ilişkiyi değerlendirmede kullanılmaktadır.

Eşitlikler 17-21 de verilen performans kriterlerinin tanımları dikkate alındığında; kurulan modellerin kestirim performansı yükseldikçe, RMSE değerleri 0'a, R^2 ve $adj.R^2$ değerleri 1'e, VAF değeri %100'e, PI değeri ise 2'ye yaklaşması beklenir.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (d_t - y_t)^2} \quad (17)$$

$$VAF = 1 - (var(d_t - y_t) / vard_t) \quad (18)$$

$$R^2 = \frac{\sum_{t=1}^n (d_t - d_{mean})^2 - \sum_{t=1}^n (d_t - y_t)^2}{\sum_{t=1}^n (d_t - d_{mean})^2} \quad (19)$$

$$AdjR^2 = 1 - \frac{(n-1)}{(n-p-1)} (1 - R^2) \quad (20)$$

$$PI = AdjR^2 + 0.01VAF - RMSE \quad (21)$$

Yukarıda verilen bağıntılarda d_t ölçülen değeri, d_{mean} ölçülen değerlerin aritmetik ortalamasını, y_t modellerin çıktı (kestirim) değerlerini, n örnek sayısını ve $var d_t$ ise ölçülen değerlerin varyans değerini göstermektedir.

Çizelge 2'de ANN ve LS-SVM modellerinin performansının hem eğitim hem de test çıktıları açısından genel olarak iyi olduğu görülmektedir. ANN modeli için R^2

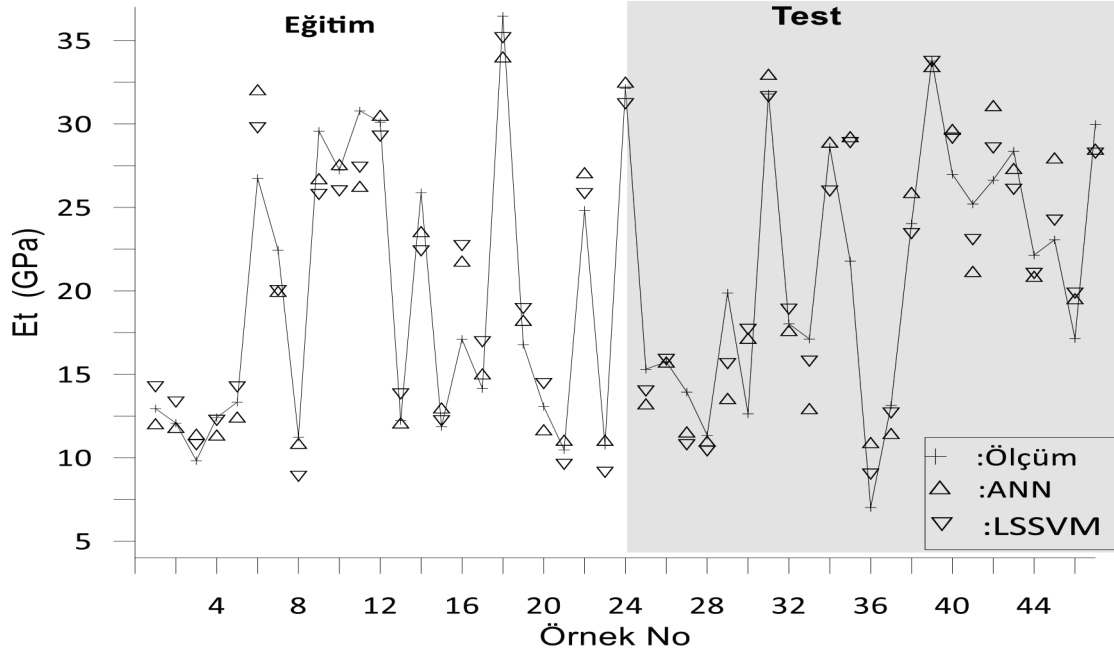
değerleri eğitim döneminde 0.9325, test döneminde 0.8259 iken, bu değerler LS-SVM modeli için 0.9291 ve 0.873 olarak elde edilmiştir. RMSE değerleri ANN modeli eğitim dönemi için 0.0746, test dönemi için 0.1106 olarak bulunurken, bu değerler LS-SVM modelinin eğitim döneminde 0.0762, test döneminde ise 0.0871 olmuştur. VAF değerleri ANN eğitim dönemi %93.25, test dönemi %78.84 iken LS-SVM modelinin eğitim ve test dönemleri için sırasıyla %92.78 ve %86.74'tür. R^2 , $Adj. R^2$, RMSE ve VAF'in eğitim dönemi ile test döneminde elde edilen değerleri arasındaki farklar incelendiğinde; LS-SVM modeli için bu farkın, ANN modeline göre daha az olduğu görülmektedir.

Modellerin eğitimi için ayrılan E_t değerlerinin en büyük değeri 36.458 GPa en küçük değeri 9.829 GPa iken, test dönemi için ayrılanların en büyük değeri 33.76 GPa en küçük değeri 7.025 GPa dır. LS-SVM modelinin söz konusu bu ölçülmüş değerlerin tahmini açısından performansı ANN modelinden daha başarılıdır (Çizelge 2).

SONUÇ VE ÖNERİLER

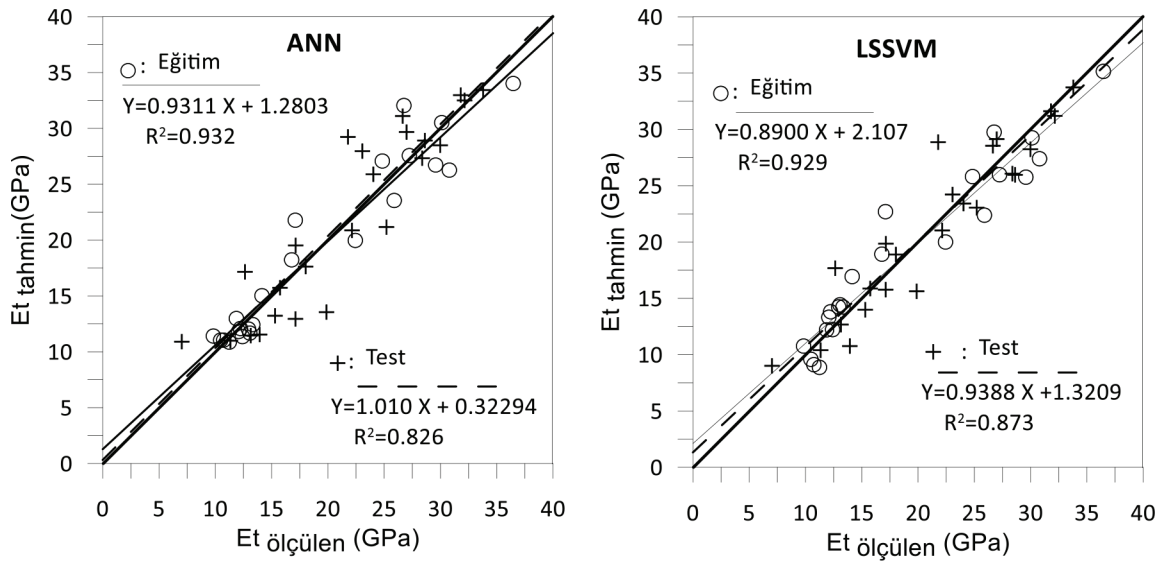
Bu çalışmada, kaya malzemesi tanjant elastisite modülünün (E_t) tahmininde LS-SVM yönteminin kullanılabilirliği araştırılmış olup bu yöntem çıktıları ile Levenberg-Marquardt algoritmasına dayanan ileri beslemeli geriye yayımlı ANN modeli çıktıları karşılaştırılmıştır. Çalışmada kullanılan örnekler Giresun, Gümüşhane ve Rize'de (KD Türkiye) yüzeylenen volkanik kayalardan alınmıştır.

İncelenen volkanik kayaç örneklerine ait tanjant elastisite modülünün ölçülen değerleri ile ANN ve LS-SVM modelleriyle tahmin edilen değerleri birbiriyle karşılaştırılarak (Şekil 8, Çizelge 2), söz konusu modellerin E_t 'yi tahmin etmedeki performanslarının yeterli olduğu görülmüştür. PI değerleri; ANN modeli için eğitim döneminde 1.79 test döneminde 1.504 iken, bu değerler LS-SVM modeli için sırasıyla 1.781 ve 1.653'tür (Çizelge 2). Eğitim dönemi dikkate alındığında; söz konusu modellerin performansının birbirine çok yakın olduğu, ancak performansları arasındaki fark anlamlı olmasa da ANN modelinin LS-SVM modelinden daha başarılı olduğu görülmektedir. Bununla birlikte, test dönemi dikkate alındığında LS-SVM modelinin, ANN modeline göre performansı daha yüksektir. Bu nedenle, incelenen volkanik kaya örnekleri (ve kullanılan girdi parametreleri) açısından, LS-SVM modelinin genelleme özelliğinin ANN modelinden iyi olduğu söylenebilir.



Şekli 8. ANN ve LS-SVM model sonuçları.

Figure 8. The results of ANN and SVM models.



Şekil 9. Eğitim ve test dönemleri için bu çalışmada geliştirilen ANN ve LS-SVM modellerinin dağılım grafiği.

Figure 9. The scatter plots of ANN and LS-SVM model developed in this study during the training and testing periods.

ANN eğitimde hatayı en aza indirmek için görgül riski en küçüğe indirgeme (ERM) ilkesini uygularken, SVM yaklaşımı yapısal riski en küçüğe indirgeme (SRM) prensibine dayanmaktadır (Tolun, 2008). SVM modelleri, genellikle birden fazla yerel minimuma uğrayan ANN modellerine kıyasla, genel çözümde

çok daha fazla kolaylık sağlamaktadır (Ceryan, 2014; Anazi ve Gates, 2015). Regresyon problemlerinde, genellikle, klasik SVM yerine en küçük kareler destek vektör makineleri (LS-SVM) tercih edilmektedir (Ceryan vd., 2012) Bu durumun ana nedeni; LS-SVM yönteminin karesel optimizasyon problemini doğrusal

Çizelge 2. Önerilen tahmin modellerinin performans indeks değerleri.

Table 2. The values of performance indices of the predictive models proposed.

| | RMSE | R ² | adj. R ² | En küçük (GPa) | En büyük (GPa) | VAF (%) | PI |
|---------------|--------|----------------|---------------------|----------------|----------------|---------|-------|
| ANN | | | | | | | |
| Eğitim | 0.0746 | 0.9325 | 0.9261 | 10.88 | 34.037 | 93.25 | 1.79 |
| Test | 0.1106 | 0.8259 | 0.8086 | 10.92 | 33.453 | 78.84 | 1.504 |
| LS-SVM | | | | | | | |
| Eğitim | 0.0762 | 0.9291 | 0.9224 | 8.88 | 35.17 | 92.78 | 1.781 |
| Test | 0.0871 | 0.873 | 0.8601 | 9.025 | 33.749 | 86.74 | 1.653 |

denklem sistemine dönüştürmesi ve klasik SVM'ye göre daha az kalibre edilmesi gereken parametre içermesidir (Ceryan vd., 2012). ANN yöntemine göre SVM ve LS-SVM yöntemlerinin dezavantajı ise yaygın olarak kullanılmamasıdır.

Mühendislik projelerinde, kaya malzemesi tanjant elastisite modülüne (E) ihtiyaç duyulduğunda izlenecek doğru yaklaşım; söz konusu parametrenin deneysel imkânlar olduğunda laboratuvarında tek eksenli basınç (yükleme) deneyi ile bulunması, aksi durumda değişik kestirim yöntemleri ile tahmin edilmesidir. Bu çalışmada verilen LS-SVM ve ANN modellerinin karşılaştırılması için incelenen örnekler ve bu modellerde kullanılan parametreler açısından geçerlidir. ANN ile SVM ve SVM ile LS-SVM yöntemlerinin yukarıda verilen karşılaştırmaları ve ANN modellerinin genel olarak olumsuzlukları (ASCE, 2000) dikkate alındığında, incelenen örneklerin tanjant elastisite modülünün tahmininde iyi performans gösteren LS-SVM modelinin farklı kaya türlerinin elastisite modülünün tahmininde kullanılabilirliğinin araştırılmalıdır. Ayrıca, bu çalışmada elastisite modülü tahmininde kullanılan P-kararlılık indeksinin de farklı kaya türleri için dayanım ve deformasyon özelliklerinin tahmininde kullanılabilirliğinin test edilmesi yararlı olacaktır.

TEŞEKKÜR

Bu çalışmada MATLAB programını kullanmak için imkân sunan ve ilgili programların yazılmasında yardımcı olan Arş.Gör. Nuray KORKMAZ'a (İstanbul Üniversitesi Makine Mühendisliği Bölümü) ve Dr. Umut OKKAN'a (Balıkesir Üniversitesi İnşaat Mühendisliği Bölümü) teşekkür ederim.

KAYNAKÇA

- Al-Anazi, A.F. and Gates, L.D., 2015. On Support Vector Regression to Predict Poisson's Ratio and Young's Modulus of Reservoir Rock (Artificial Intelligent Approaches in Petroleum Geosciences (Editor C. Cranganu, H. Luchian, M.Elena Breaban) ISBN 978-3-319-16530-1, Springer International Publishing Switzerland)
- Amin, M., Mostafa, S., Rasoul, H.M. and Tohid, N., 2013. Selection of regression models for predicting strength and deformability properties of rocks using GA, International Journal of Mining Science and Technology, 23 (4), 495-501.
- Armaghani, D.J., Mohamad, E.T., Momeni, E., Narayanasamy, M. S. and Amin, M.F.M., 2015. An adaptive neuro-fuzzy inference system for predicting unconfined compressive strength and Young's modulus: a study on Main Range granite. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 7 (4), 1301-1309.
- Armaghani, D.J., Mohamad, E.T., Momeni, E., Monjezi, and Narayanasam, M.S. 2016. Prediction of the strength and elasticity modulus of granite through an expert artificial neural network. Arabian Journal of Geosciences, 9 (48), 2-16.
- ASCE (Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology), 2000. Artificial Neural Networks in Hydrology. I: Preliminary Concepts. Journal of Hydrologic Engineering, 5 (2), 115-123.

- ASTM (American Society for Testing and Materials), 1990. Standard Test Method for Slake Durability of Shales and Similar Weak Rocks (D4644). Annual Book of ASTM Standards 4.08, 863-865.
- Barton, N., 2007. Fracture-induced seismic anisotropy when shoring is induced in production from fractured reservoirs. *Journal of Seismic Exploration* 16, 115-143.
- Beiki, M., Majdi, A. and Givshad, A.D., 2013. Application of genetic programming to predict the uniaxial compressive strength and elastic modulus of carbonate rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 63, 159-169.
- Ceryan, N., 2014. Application of support vector machines and relevance vector machines in predicting uniaxial compressive strength of volcanic rocks. *Journal of African Earth Sciences* 100, 634-644.
- Ceryan, N., 2015. A Review of Soft Computing Methods Application in Rock Mechanic Engineering. (Handbook of Research on Advanced Computational Techniques for Simulation-Based Engineering, Editor: P. Samui, ISBN13: 9781466694798, Chapter 1, 1-70).
- Ceryan, N., Okkan, U., Samui, P. and Ceryan, S., 2012. Modeling of tensile strength of rocks materials based on support vector machines approaches", *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 37 (16), 2655-2670.
- Ceryan, N., Okkan, U. and Kesimal, A., 2013. Prediction of unconfined compressive strength of carbonate rocks using artificial neural networks. *Environmental Earth Sciences*, 68 (3), 807-819.
- Ceryan, S., Tudes, S. and Ceryan, N., 2008. A new quantitative weathering classification for igneous rocks. *Environmental Geology*, 55, 1319-1336.
- Ceryan, N., and Usturbelli, Z.H., 2011. The estimating of durability and weathering state of tuff using rock durability indicators: a case study. In: *SGEM2011 Conference Proceedings/ISSN 1314-2704*, June 20-25, 1, 623-630.
- Christasaras, B., Auger, F. and Mosse E., 1994. Determination of moduli of elasticity of rocks, Comparison the ultrasonic velocity and mechanical resonance frequency methods with direct static methods. *Materials and Structure*, 27, 222-2228.
- Dehghan, S., Sattar, G.H., Chehreh, C.S. and Aliabadi, M.A., 2010. Prediction of unconfined compressive strength and modulus of elasticity for Travertine samples using regression and artificial neural. *Mining Science and Technology (China)*, 20 (1), 41-46.
- Diamantis, K., Gartzos, E., and Migiros, G. 2014 Influence of petrographic characteristics on physico-mechanical properties of ultrabasic rocks from central Greece. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 73, 1273-1292.
- Dinçer, I, Acar, A., Çobanoğlu. I. and Uras, Y., 2004. Correlation between Schmidt hardness, uniaxial compressive strength and Young's modulus for andesites, basalts and tuffs. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 63, 141-148.
- Eyüboğlu, Y., Bektaş, O., Seren, A., Nafiz, M., Jacoby, W.R. and Özer, R., 2006. Three directional Extensional Deformation and Formation of the Liassic Rift Basins in the Eastern Pontides (NE Turkey), *Geologica Carpathica*, 57 (5), 337-346,
- Fener, M., Kahraman, S., Bilgil, A. and Günaydın, O., 2005. A Comparative Evaluation of Indirect Methods to Estimate the Compressive Strength of Rocks, *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 38 (4), 329-343.
- Franklin, J. A. and Chandra, R., 1972. The slake-durability test. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 9, 325-341.
- Gökçeoğlu, C. and Zorlu, K., 2004. A fuzzy model to predict the unconfined compressive strength and modulus of elasticity of a problematic rock. *Engineering Applications of Artificial Intelligence*, 17, 61-72.
- Gökçeoğlu, C., 2002. A fuzzy triangular chart to predict the uniaxial compressive strength of the agglomerates from their petrographic composition. *Engineering Geology*, 66 (1-2), 39-51.
- Hagan, M. T. and Menhaj, M. B., 1994. Training feed forward networks with the Marquardt algo-

- rihm." IEEE Transactions on Neural Networks, 5 (6), 989-993.
- Ham, F. M. and Kostanic, I., 2001. Principles of Neuro computing for Science and Engineering. McGraw Hill.
- Hartley, A., 1974. A review of the geological factors influencing the mechanical properties of road surface aggregates. The Quarterly Journal of Engineering Geology, 7, 69-100.
- Haykin, S., 1994. Neural Networks: A Comprehensive Foundation, MacMillan. New York.
- Heidari, M., Khanlari, G.R. and Momeni, A.A., 2010. Prediction of Elastic Modulus of Intact Rocks Using Artificial Neural Networks and non-Linear Regression Methods. Australian Journal of Basic and Applied Sciences, 4 (12), 5869-5879.
- Huang, Y. and Wanstedt, S., 1998. Application of Kalman learning algorithm multilayer neural network to estimates of ore grades, International Journal of Mining, Reclamation and Environment, 12, 19-27.
- ISRM (International Society for Rock Mechanics), 1979. Suggested Methods for Determining Water Content, Porosity, Density, Absorption and Related Properties and Swelling and Slake Durability Index Properties. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 16 (2) 141-156.
- ISRM (International Society for Rock Mechanics), 2007. The Complete ISRM Suggested Methods for Rock Characterization, Testing and Monitoring; 1974-2006, Suggested Methods prepared by the Commission on testing Methods. ISRM. R. Ulusay and J.A. Hudson (eds). Kozan Ofset. Ankara.
- Kalra, A., Li, L., Li, X. and Ahmad, S., 2013. Improving Streamflow Forecast Lead Time Using Oceanic-Atmospheric Oscillations for Kaidu River Basin, Xinjiang, China. Journal of Hydrologic Engineering, 18 (8), 1031-1040.
- Karakuş, M., Kumral, M. and Kılıç, O. 2005. Predicting elastic properties of intact rocks from index tests using multiple regression modeling. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 42 (2), 323-330.
- Kumar, M., Samui, P. and Naithani, A.K., 2013. Determination of Uniaxial Compressive Strength and Modulus of Elasticity of Travertine using Machine learning Techniques. International Journal of Advances in Soft Computing and Application, 5 (3), 1-15.
- Lashkaripour, G. R., 2002. Predicting mechanical properties of mudrock from index parameters. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 61, 73-77.
- Lee, S., G. and De Freitas, M., H., 1988. Quantitative Definition of Highly Weathered Granite Using the Slake Durability test. Geotechnique, 38, 123-128.
- Leite, M. H. and Ferland, F., 2001. Determination of unconfined compressive strength and Young's modulus of porous materials by indentation tests. Engineering. Geology, 59, 267-280.
- Liu, Z., Shao, J., Xu, W., Zhang, Y. and Chen, H. 2014. Prediction of elastic compressibility of rock material with soft computing techniques. Applied Soft Computing, 22, 118-125.
- Liu, Z., Shao, J., Xu, W. and Shi, C., 2013. Estimation of elasticity of porous rock based on mineral composition and microstructure. Advances in Materials Science and Engineering, Doi: 10.1155/2013/512727.
- Majdi, A. and Beiki, M., 2010. Evolving neural network using a genetic algorithm for predicting the deformation modulus of rock masses. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 47 (2), 246-253.
- Maji, V.B. and Sitharam, T.G., 2008. Prediction of elastic modulus of jointed rock mass using Artificial Neural Networks. Geotechnical and Geological Engineering, 26 (4), 443-452.
- Manoj, K. 2013. Correlating P-wave Velocity with the Physico-Mechanical Properties of Different Rocks. Pure and Applied Geophysics, 170 (4), 507-514.
- Marquardt, D. W., 1963. An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics, 11 (2), 431-442.
- Martinez-Martinez, J., Benavente, D. and García-del-Cura, M.A., 2011. Spatial attenuation: the most sensitive ultrasonic parameter for detecting petrographic features and decay processes in carbonate rocks. Engineering Geology, 119 (3-4), 84-95.

- Mercer, J., 1909. Functions of Positive and Negative Type, and their Connection with the Theory of Integral Equations. Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences.
- Meulenkamp, F. and Alvarez Grima, M., 1999. Application of neural networks for the prediction of the unconfined compressive strength (UCS) from Equotip hardness. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 36 (1), 29-39.
- Moradian, Z.A. and Behnia, M., 2009. Predicting the uniaxial compressive strength and static Young's modulus of intact sedimentary rocks using the ultrasonic test. International Journal of Geomechanics, 9 (1), 14-19.
- Okkan, U. ve Mollamahmutoğlu, A., 2010. Yiđitler ayı gnlk akımlarının yapay sinir ağları ve regresyon analizi ile modellenmesi. Dmlnar Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 23, 33-48.
- Palchik, V. and Hatzor, Y.H., 2004. The Influence of Porosity on Tensile and Compressive Strength of Porous Chalks. Rock Mechanics and Rock Engineering, 37 (4), 331-341.
- Pomonis, P., Rigopoulos, I., Tsikouras, B. and Hatzipanagiotou, K., 2007. Relationships between petrographic and physico-mechanical properties of basic igneous rocks from the Pindos ophiolitic complex, NW Greece. Bulletin of Geological Society of Greece, 2, 947-958.
- Ranjbar-Karami, R., Kadkhodaie-Ilkhchi, A. and Shiri, M., 2014. A modified fuzzy inference system for estimation of the static rock elastic properties: A case study from the Kangan and Dalan gas reservoirs, South Pars gas field, the Persian Gulf. Journal of Natural Gas Science and Engineering, 21, 962-976.
- Rezaei, M., Majdi, A. and Monjezi, M., 2012. An intelligent approach to predict unconfined compressive strength of rock surrounding access tunnels in longwall coal mining. Neural Computing and Applications, 24 (1), 233-241.
- Rigopoulos, I., Tsikouras, B., Pomonis, P. and Hatzipanagiotou, K., 2010. The influence of alteration on the engineering properties of dolerites: the examples from the Pindos and Vourinos ophiolites (northern Greece). International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 47, 69-80.
- Sachpazis, C.I., 1990. Correlating Schmidt hardness with compressive strength and Young's modulus of carbonate rocks. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 42, 75-84.
- Sarkar, K., Tivary, A. and Singh, T.N., 2010. Estimation of strength parameters of rock using artificial neural networks. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 69 (4), 559-606.
- Sharma, P.K. and Singh, T.N., 2008. A correlation between P-wave velocity, impact strength index, slake durability index and uniaxial compressive strength. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 67, 17-22.
- Singh, R., Kainthola, A. and Singh, T.N., 2012. Estimation of elastic constant of rocks using an ANFIS approach. Applied Soft Computing, 12 (1), 40-45.
- Skapura, D. M., 1996. Building Neural Networks, Addison-Wesley, New York.
- Sönmez, H., Gokeođlu, C., Nefesliođlu, H. A. and Kayabaşı, A. 2006. Estimation of rock modulus for intact rocks with an artificial neural network and for rock masses with a new empirical equation. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 43 (2), 224-235.
- Sönmez, H., Tuncay, E. and Gokeođlu, C., 2004. Models to predict the uniaxial compressive strength and the modulus of elasticity for Ankara agglomerate. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 41, 717-729.
- Sönmez, B., Dađdelen, G., Tunar zcan, N., Ercanoğlu, M. ve Sönmez, H., 2015. Yapay Sinir Ağı Kullanılarak CPT Tabanlı Sıvılaşma Değerlendirme Abağının Geliřtirilmesi, Yerbilimleri, 36 (2), 45-60.
- Suykens, J. A., Vandewalle, J. and De Moor, B., 2001. Optimal control by least squares support vector machines. Neural Networks, 14 (1), 23-35.
- Tamrakar, N.K., Yokota, S. and Shrestha, S.D., 2007. Relationships among mechanical, physical and petrographic properties of Siwalik

- sandstones, Central Nepal Sub-Himalayas. *Engineering Geology*, 90, 105-123.
- Tandon, R.S. and Gupta, V., 2013. The control of mineral constituents and textural characteristics on the petrophysical & and mechanical (PM) properties of different rocks of the Himalaya, *Engineering Geology*, 153, 125-143.
- Tiryaki, B., 2008. Predicting intact rock strength for mechanical excavation using multivariate statistics, artificial neural networks and regression trees. *Engineering Geology*, 99, 51-60.
- Tolun, S., 2008. Destek Vektör Makineleri: Banka Başarısızlığının Tahmini Üzerine Bir Uygulama (Doktora Tezi, İÜ Sosyal Bilimler Enstitüsü İktisadi Araştırmalar Vakfı Tez Değerlendirme Yarışma Dizisi, İstanbul, s252.
- Torabi-Kaveh, M., Naseri, F., Saneie, S. and Sarshari, B., 2015. Application of artificial neural networks and multivariate statistics to predict UCS and E using physical properties of Asmari limestone. *Arabian Journal of Geosciences*, 8, 2889-2897.
- Tripathi, S., Srinivas, V. V. and Nanjundiah, R.S., 2006. Downscaling of precipitation for climate change scenarios: A support vector machine approach. *Journal of Hydrology*, 330 (3-4), 621-640.
- Tuğrul, A. and Zarif, I.H., 1999. Correlation of mineralogical and textural characteristics with engineering properties of selected granitic rocks from Turkey. *Engineering Geology*, 51, 303-317.
- Tuğrul, A., 2004. The effect of weathering on pore geometry and compressive strength of selected rock types from Turkey. *Engineering Geology*, 75, 215-227.
- Vapnik, V.N., 1995. *The Nature of Statistical Learning Theory*. Springer.
- Yağız, S., Sezer, E.A. and Gökçeoğlu, C., 2012. Artificial neural networks and nonlinear regression techniques to assess the influence of slake durability cycles on the prediction of uniaxial compressive strength and modulus of elasticity for carbonate rocks. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics* 36, 1636-1650.
- Yaşar, E. and Erdoğan, Y., 2004. Correlating sound velocity with the density, compressive strength and Young's modulus of carbonate rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41 (5), 871-875.
- Yılmaz, I. and Sendir, H., 2002. Correlation of Schmidt hardness with unconfined compressive strength and Young's modulus in gypsum from Sivas (Turkey). *Engineering Geology*, 66 (3), 211-219.
- Yılmaz, I. and Yüksek, A. G., 2008. An example of artificial neural network (ANN) application for indirect estimation of rock parameters. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 41 (5), 781-795.
- Yılmaz, I. and Yüksek A. G., 2009. Prediction of the strength and elasticity modulus of gypsum using multiple regression, ANN, and ANFIS models. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 46 (4), 803-810.

Ekecikdağ Magmatik Birliği (Orta Anadolu) Granitoidlerinin Petrojenezi: Mineral Kimyası Perspektifi

Petrogenesis of the Ekecikdağ Igneous Association (Central Anatolia): Mineral Chemistry Perspective

FATMA TOKSOY-KÖKSAL

Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

Geliş (received) : 28 Şubat (February) 2016

Kabul (accepted) : 27 Temmuz (July) 2016

ÖZ

Ekecikdağ Magmatik Birliği (EMB), Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'ndeki çarpışma-çarpışma sonrası granitoidlerdendir. Değişen oranlarda amfibol, biyotit, muskovit, plajiyoklaz, alkali-feldispat, kuvars ana mineralleri ve apatit, zirkon, titanit, manyetit aksesuar minerallerini içeren birlik granodiyorit, mikrogranit ve lökogradit bileşimli kayalardan oluşmaktadır. Ana granitik faz, mafik mikrogranüler anklav, iri K-feldispat kristali, bol biyotit ve amfibol (% 45-55) içeren faneritik porfiritik dokulu granodiyorittir. Koyu gri mikrogranüler mikrogranit ve orta-eşit tane dokulu, % 5-15 mafik mineral içeren pembemsi beyaz lökogradit, iki mikali (biyotit+muskovit) granitoidlerdir.

Tüm-kayaç element verileri, granitoidlerin kalk-alkalen, yüksek potasik, S- ve I-tipi karakterde olduklarını göstermektedir. Çoklu element dağılım grafiklerinde negatif Ba, Nb, Sr, P, Eu, Ti anomalileri ve nadir toprak element (NTE) grafiklerinde hafif NTE zenginleşmesi karakteristiktir. La, Eu ve Ce negatif anomali gösterirken, Th, U ve Pb pozitif anomali göstermektedir. Lökogradit diğerlerine göre düşük hafif NTE ve yüksek ağır NTE değerleri göstermektedir. Granodiyoritle mikrogranitin NTE dağılımları, magma kaynağında granatın / hornblendin birikmesini vermektedir.

Kayaçlardaki amfibol, biyotit, feldispat ve oksitlerin kimyasal bileşimleri petrolojik özellikler ve yerleşim koşullarının belirlenmesinde kullanılmıştır. Granodiyoritte bulunan amfibol kalsik alt grubundan olup magnezyum-hornblend bileşimindedir. Üç kayaç tipinde de bulunan biyotit Mg'ca zengin olup yüksek $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ oranlarına sahiptir. Alkali-feldispat tüm kayalarda Or_{85-98} içeriğiyle dar kompozisyon aralığı verirken, plajiyoklaz bileşimleri farklılık göstermektedir (granodiyorit: An_{15-49} , mikrogranit: An_{17-62} , lökogradit: An_{1-17}). Oligoklaz tüm kayaç tiplerinde tanımlanmıştır. Mineral kimyası verileri, granodiyorit ve lökograditin kalk-alkalen, mikrogranitin peralüminal karakteri ve granodiyoritin hibridik kökenini ortaya koymaktadır. Ayrıca, kayaların farklı kökenlere sahip olup değişik oranlarda manto katkılı(?) meta-magmatik ve meta-sedimenter kabuksal kaynaklardan türediklerine işaret etmektedir.

Jeotermometrik hesaplamalar magmatikten sub-solidusa geniş aralıkta sıcaklık (granodiyorit: 615-783°C, mikrogranit: 464-565°C, lökogradit: 456-482°C) vermiştir. Düşük değerler, yavaş soğuma sırasında geç evrede yeniden dengelenmeye işaret etmektedir. Jeobarometrik hesaplamalar, jeoloji ve mineral toplulukları yerleşim derinliğinin orta kabuksal seviyelere karşılık geldiğini ortaya koymaktadır (granodiyorit: 3-4.5 kbar / 10-16 km, mikrogranit-lökogradit: 3.3-3.6 kbar / 11-12 km). Oksijen fugasitesi yüksektir (HM-FMQ).

Anahtar Kelimeler: Ekecikdağ, granitoid, mineral kimyası, Orta Anadolu.

ABSTRACT

Ekecikdağ Igneous Association (EIA) belongs to syn- and post-collisional granitoids within Central Anatolian Crystalline Complex. The association, with variable essentials of amphibole, biotite, muscovite, plagioclase, alkali-feldspar, quartz and accessories of apatite, zircon, titanite, magnetite, is made of granodiorite, microgranite and leucogranite. Granodiorite is main granitic phase with mafic microgranular enclaves, K-feldspar phenocrysts, high biotite and amphibole contents (45-55 %) and phaneritic porphyritic texture. Dark-grey microgranular microgranite and medium-equigranular pinkish white leucogranite with low mafic content (5-15 %) are two-mica (biotite+muscovite) granitoids.

*F. Köksal

e-posta: ftkoksal@metu.edu.tr

Whole-rock element data reveal that granitoids are high-K calc-alkaline, S- and I-type. Negative Ba, Nb, Sr, P, Eu and Ti anomalies on multi-element diagrams and LREE enrichment on REE diagrams are characteristic. La, Eu and Ce display negative anomalies while Th, U and Pb have positive anomalies. REE patterns of granodiorite and microgranite infer accumulation of garnet / hornblende in magma source.

Mineral chemistry data from amphibole, biotite, feldspar and oxides are used for interpretation of petrological features and emplacement conditions. Amphibole in granodiorite is of calcic subgroup and magnesium hornblende in composition. Biotite in all rock types is Mg-rich and high $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$. Alkali-feldspars are limited to narrow Or_{85-98} range while plagioclase have variable compositions (granodiorite: An_{15-49} , microgranite: An_{17-62} , leucogranite: An_{1-17}). Mineral chemistry infers calc-alkaline character of granodiorite and leucogranite, peraluminous character of microgranite, and hybridic origin of granodiorite. Moreover, it suggests that granitoids are genetically different, and derived from meta-magmatic and meta-sedimentary continental crustal material with mantle material contributing(?) in variable amounts.

Geothermometric calculations give magmatic to sub-solidus temperatures (granodiorite: 615-783°C, microgranite: 464-565°C, leucogranite: 456-482°C). Low temperatures infer recrystallization at late stage during slow cooling. Geobarometric calculations, geology and mineral assemblages suggest emplacement depth of the granitoids corresponds to mid-crustal levels (granodiorite: 3-4.5 kbar / 10-16 km, microgranite-leucogranite: 3.3-3.6 kbar / 11-12 km). Oxygen fugacity is high (HM-FMQ).

Keywords: Central Anatolia, Ekecikdağ, granitoid, mineral chemistry.

GİRİŞ

Ekecikdağ Magmatik Birliği (EMB) Orta Anadolu'daki en önemli magmatik birliklerden birisi olup Tuz Gölü'nün doğusunda Aksaray civarında bulunan Ekecikdağ bölgesinde yer almaktadır (Şekil 1b). 200 km²'den büyük bir alanı kapsayan EMB kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanmaktadır.

EMB'deki öncel çalışmalar Türel (1991), Türel vd. (1993), Göncüoğlu ve Türel (1993, 1994) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmalarda; detay saha jeolojisi, petrografi, tüm-kayaç element ve sınırlı miktarda izotop verileriyle jeokimyasal özellikleri incelenerek EMB'nin petrolojisi değerlendirilmiştir. Bu alanda daha sonra Göncüoğlu vd. (2004), Köksal (2005) ve Köksal vd. (2008) tarafından yapılan çalışmalar ise EMB'de bulunan granitik kayaların zirkon tipolojisi ve zirkon kimyası özelliklerinin incelenmesini içermiştir. Toksoy-Köksal vd. (2008, 2009a) ise bu kayaların jeokimyasal ile izotopik özellikleri ve U-Pb zirkon yaşlarının belirlenmesini kapsayan bir çalışma yapmıştır.

Orta Anadolu'da yaygın olarak yüzeylenen Orta Anadolu Granitoidleri (OAG) birçok jeolojik ve petrolojik çalışmaya konu olmuştur (Erlar vd., 1991; Göncüoğlu vd., 1991, 1992; Akıman vd., 1993; Yalınz vd., 1999; Boztuğ, 2000; Köksal vd., 2001, 2004, 2012, 2013; Whitney vd., 2001; İlbeyli, 2005; Boztuğ vd., 2007b, 2008, 2009; Delibaş vd., 2011). Ancak, bu granitoidleri mineraloji ve mineral kimyası kullanarak irdeleyen çalışmalar jeotermobarometrik hesaplamalar ve oksijen fugasitesi belirleme ile sınırlı kalmıştır (İlbeyli,

2005; Boztuğ vd., 2007a, 2009). Oysa, magmatik kayaç oluşturan ergiyiğin jeokimyasal özellikleri ile evrimleşme süreci ve koşulları, kayacı oluşturan mineral toplulukları ve minerallerin kimyasal içerikleri ile yakından ilgilidir (Abbott, 1985). OAG'nden Ekecikdağ granitoidi hakkında olan bu çalışmanın amacı; tüm-kayaç element jeokimyası destekli detaylı mineral kimyası verilerini irdeleyerek, 1) mineral kimyasının petrolojik anlamlarını saptamak, 2) magmanın kristallenmesi sırasında etkin olan sıcaklık, basınç ve oksijen fugasite gibi fizikokimyasal özelliklerini belirlemek, 3) OAG'nin kökeni ve yerleşim koşulları konusunda literatüre katkı yapmaktır.

BÖLGESEL JEOLoji

Çalışma alanının bulunduğu Orta Anadolu Bölgesi'ndeki metamorfik, granitik ve ofiyolitik birimler topluluğu, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı (OAKK) olarak adlandırılmıştır (Göncüoğlu vd., 1991) (Şekil 1a, b). OAKK'nin çökel kökenli temel kayaç birimleri; altta Prekambriyen ve erken Paleozoyik meta-kırıntılı ve meta-magmatik kayaçlar (para-ortognays ve nadir karbonat arabantlı şistler), üstte ise geç Paleozoyik ve Mesozoyik meta-kırıntılı kayaçlar, kalk-şist ve mermerlerden oluşmaktadır (Şekil 1b). Bu metamorfik kayaçlar 'dalma-batma zonu üstü' tipteki ofiyolitik kayaçlarla üzerlenmekte ve granitik sokulumlarca kesilmektedirler (Erlar vd., 1991; Göncüoğlu vd., 1991, 1992; Akıman vd., 1993; Boztuğ, 2000; Boztuğ vd., 2007a, b, 2008, 2009; Yalınz vd., 1999; Köksal vd.,

İç Torid okyanusal litosferi Paleosen-Erken Eosen'de Kırşehir Bloğu altına dalmış ve Kırşehir-Aksaray yöresinde yay (And tipi) granitoidler oluşmuştur. Buna karşılık Kadioğlu vd. (2006), bu granitlerin Toros Platformu ile İç Torid Okyanusu içerisindeki bir hendeyin çarpışması ve bir miktar dalmasını takip eden dilim-kopması (slab break-off) ile astenosfer yükselimi ve dalma sonucu metasomatize olan litosferik manto kaynaklı olduğunu ileri sürmüştür. Ancak Kırşehir bloğunu Torid platformundan ayıran İç Torid Okyanusu'nun olmadığını savunan araştırmacılara (Göncüoğlu vd., 1997; Boztuğ vd., 2009; Köksal vd., 2012, 2013; Hinsbergen vd., 2016) göre OAG Pontidlerin Torid-Anatolid platformu ile çarpışması ve çarpışma sonrası gerilme rejiminde gelişmişlerdir (Göncüoğlu vd., 1997; Göncüoğlu ve Türeli, 1993, 1994; Eler ve Göncüoğlu, 1996; Aydın vd., 1998; Düzgören-Aydın vd., 2001; Boztuğ, 1998, 2000; Boztuğ vd., 2007a, b, 2008, 2009; Otlu ve Boztuğ, 1998; Tatar and Boztuğ, 1998; Yılmaz ve Boztuğ, 1998; Yalınız vd., 1999; Köksal vd., 2004, 2012, 2013; Delibaş vd., 2011). Bu araştırmacılara göre, erken-geç Kretase'de Alpin Orojenezi Neotetisin kuzey kolu İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusunun (İAEO) okyanus içi dalmanın eşlik ettiği jeodinamik mekanizmayla kapanımına, Pontid volkanik yayı ile Torid-Anatolid'in kuzey kısmın çarpışmasına, Torid-Anatolid Platformunun pasif kenarının dilimlenerek kalınlaşmasıyla orta-yüksek derecede metamorfizmasına ve üzerine ofiyolitik birimlerin yerleşimine yol açmıştır. Temel birimler üzerine ofiyolitik dilimlerin yerleşmesiyle kalınlaşan kabuğun gerilmesi basınç azalmasını beraberinde getirmiş ve Kretase sonunda 'çarpışma ile ilişkili' magmatizmaya neden olmuştur.

Farklı mineraloji ve kompozisyonlara sahip OAG Pitcher (1993) sınıflamasına göre S- (sedimenter), I- (magmatik), A- (alkalen) olmak üzere üç gruptur. S-tipi granitoidler lökogranitik veya nadiren granodiyoritik bileşimli, peralüminalı ve çift mikalı olup çarpışma eş zamanlı sedimenter kökenlidirler (Göncüoğlu vd., 1991, 1992, 1993; Göncüoğlu ve Türeli, 1993, 1994; Akıman vd., 1993; Türeli vd., 1993; Eler ve Göncüoğlu, 1996; Yalınız vd., 1999; Boztuğ vd., 2007b). OAGnin büyük bölümünü oluşturan I- ve A-tipi granitoidler ise genel olarak granitik ve monzonitik bileşime sahip olup kalk-alkalen metalümin karakterdeki çarpışma sonrası granitoidlerdir ve manto kökenli mafik magma ile kabuksal kökenli felsik magmanın karışımı sonucu oluşmuşlardır (Tatar ve Boztuğ, 1998; Yılmaz ve Boztuğ, 1998; Yalınız vd.,

1999; Boztuğ, 2000; Boztuğ vd., 2007a, 2009; Köksal vd., 2001, 2012, 2013; İlbeyli, 2005; Delibaş vd., 2011). Arazi yayılımları nispeten az olan siyenitik (kuvars-siyenitik veya foid-siyenitik) bileşimdeki granitoidler ise yer yer I-tipi granitoidlerle birliktelik oluştururken, yer yer de onları kesmektedir (Göncüoğlu vd., 1997; Otlu ve Boztuğ, 1998; Boztuğ, 2000; Boztuğ vd., 2007b, 2008, 2009; Köksal vd., 2001, 2004).

OAKK granitoidlerini kalk-alkalen, sub-alkalen-geçişli ve alkalen olmak üzere üç gruba ayıran İlbeyli vd. (2004), bu kayaçların birliktelik oluşturmalarını çarpışma öncesi manto kaynağındaki heterojeniteyle açıklamakta ve Orta Anadolu'da gerilme tektoniği olmadığı görüşüyle, OAG'nin oluşumunu, termal sınır tabakasının delaminasyonu ile metasomatize litosferin yukarı çıkışına veya yitmiş tabakanın yok olmasına yol açan dilim-kopması olayına bağlamaktadır. Köksal vd. (2004) ise I- ve A-tipi granitoidlerin Alpin Orojeninde çarpışmayla kabuk kalınlaşmasını ve çarpışma sonrası gelişen gerilme rejimine bağlı olarak heterojen bir mantodan farklı oranlarda kıtasal kabuk kirlenmesi sonucu oluştuğunu ileri sürmektedir. Boztuğ vd. (2007a, 2008, 2009) de aynı şekilde Orta Anadolu'daki granitlerinin oluşumunu çarpışma sonrası gerilme rejimine bağlamaktadır.

Yukarıda görüldüğü üzere; OAG birçok jeolojik ve petrolojik çalışmaya konu olmuş ancak kökenleri ve oluşumları konusunda araştırmacılar arasında bir fikir birliği oluşmamıştır. Öncel çalışmalardaki petrolojik değerlendirmeler tüm-kayaç element ve izotop jeokimyası verileriyle sınırlı kalmıştır. Ayrıca, bölge jeodinamiğinin tartışılmasında önemli olan magma yerleşim koşullarına yönelik çalışmalarda oldukça sınırlıdır (Otlu vd., 2001; İlbeyli, 2005; Boztuğ vd., 2007a, 2009). OAKK granitoidlerinde yapılan öncel çalışmalarda mineral kimyası verileri göz ardı edilmiş veya sınırlı kalmıştır. Halbuki, kayacı oluşturan mineral birliktelikleri ve mineral kimyası, magmanın kökeni ile süreçleri ve yerleşim koşullarıyla yakından ilgilidir. Bu anlamda granitoidi oluşturan mineral toplulukları ve mineral kimyasının jenetik açıdan irdelenmesi önem kazanmaktadır. Bu çalışma kapsamında OAGnden EMB, tüm-kayaç element jeokimya destekli mineral kimyası verileriyle petrolojik açıdan değerlendirilecek ve magma sokulum fizikokimyasal koşullarına bir yaklaşımda bulunulacaktır. Mineral kimyası ağırlıklı bu petrolojik çalışma ile literatüre katkı sağlanacağı ve eklenen her verinin konunun daha iyi anlaşılmasına imkan tanıyacağı düşünülmektedir.

ANALİTİK METODLAR

Granodiyorit ve mikrogranitten 5'er adet, lökograditen ise 12 adet örneğin tüm-kayaç element jeokimya analizleri Acme Analitik Laboratuvarı (Kanada)'nda yapılmıştır (Çizelge 1). Ana, iz ve nadir toprak elementleri (NTE), $\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ile füzyon sonrasında ICP-AES (endüktif eşleşmiş plazma atomik emisyon spektrometresi) ve asitte çözündürme sonrası (% 5'lik HNO_3) ICP-MS (endüktif eşleşmiş plazma kütle spektrometresi) kullanılarak ölçülmüştür. Dedeksiyon limitleri ana elementler için SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 'de %0.01, Fe_2O_3 'te %0.04, P_2O_5 ve Cr_2O_3 'te %0.001-0.002 ve ateşte su kaybı (LOI) için %0.10'dır. İz elementler ve NTE dedeksiyon limitleri ise şu şekildedir; V'da 8 ppm, Ba ve Sn'de 1 ppm, Sr, Gd ve W'de 0.5 ppm, Nd'da 0.3 ppm, Cs, Hf, Nb, Rb, Ta, U, Y, Zr, Th, La and Ce'da 0.1 ppm, Sm, Dy, Yb'da 0.05 ppm, Er'de 0.03 ppm, Pr, Eu ve Ho'da 0.02 ppm, Tb, Tm, Lu'da 0.01. Analitik hassasiyet ana elementler için % 0.05-0.15 olup, iz elementler ve NTE için %0.5'den %1.5'e kadar değişmektedir.

Kayaç tiplerini temsil eden örneklerden minerallerin ana ve minör element içerikleri yerinde noktasal ölçüm yapan elektron mikroprob analizi (EPMA) kullanılarak belirlenmiştir. Analiz için gerekli parlatılmış ince kesitler Potsdam Üniversitesi (Almanya), Yerbilimleri Enstitüsü ve karbon kaplamaları ile analizler CAMECA SX-100 elektron mikroprob kullanılarak Potsdam Yerbilimleri Araştırma Merkezi'nde (Geo-ForschungsZentrum) gerçekleştirilmiştir. Dalga boyu dağılım modundaki cihaz ile 20 nA bombardıman akışı ve 15 kV elektron bombardımanı kullanılarak analizler yapılmıştır. Amfibol ve mikaya 5 μm 'lik bombardıman çapı ve feldispata ise 10 μm uygulanmıştır. Kalibrasyon için çeşitli doğal ve sentetik standartlar kullanılmıştır (Fe için Fe_2O_3 ; Ni için NiO; Ca ve Si için diyopsit ve vollastonit; K ve Al için ortoklaz ve sanidin; Ti için rutil; Cr için Cr_2O_3 ; Mn için rodokrosit; Na için albit; Mg için diyopsit, peric SCOLI, MgO; F için fulorit; Cl için Bora, tugt; Ba için barit; P için YPO_4). Matriks düzeltmeleri CAMECA yazılımında bulunan ve Pouchou ve Pichor (1991) tarafından hazırlanan PAP programıyla yapılmıştır. EPMA yöntemiyle toplam demir ölçülebildiğinden biyotitlerin Fe^{+2} ve Fe^{+3} değerlerini hesaplamak için, Potsdam Üniversitesi, Yerbilimleri Enstitüsü'nde 5 kayaç numunesinden zenginleştirilen saf biyotite $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ titrasyon yöntemi (Andrate vd., 2002) uygulanmıştır.

JEOLJİ VE PETROGRAFI

EMB granitoidleri öncel çalışmalarda (Türel, 1991; Türel vd., 1993; Göncüoğlu ve Türel, 1993, 1994; Göncüoğlu vd., 2004; Köksal, 2005) Borucu granodiyorit-monzograniti, Hisarkaya porfiri graniti, Sinandı mikrograniti ve Kalebalta lökograditen olmak üzere dört ana birime ayrılmıştır. Toksoy-Köksal vd. (2008, 2009a) ise, bu adlandırmaların sadeleştirilerek granodiyorit, mikrogranit ve lökograditen terimlerinin kullanılmasını, Hisarkaya porfiri granitinin de gerek saha ve gerekse petrolojik özellikleri açısından Borucu granodiyorite benzerlik göstermesi sebebiyle ayrı bir birim olarak değerlendirilmeyip granodiyorit içinde değerlendirilmesini önermiştir. Arazi çalışmaları kapsamında; Türel (1991), Türel vd. (1993), Göncüoğlu ve Türel (1993, 1994) tarafından yapılmış jeoloji haritası revize edilmiştir (Şekil 1c).

Granodiyorit, bölgede ana granitik fazı oluşturmakta olup arazide büyük oval şekilli ve gri tonlu mostralarda halinde geniş yayılım göstermektedir. Granodiyorit, faneritik dokusu, yüksek biyotit ve amfibol içeriği (Şekil 2a, b), iri alkali-feldispat kristalleri ile karakterize edilmektedir. İri alkali-feldispat kristalleri büyümeleri sırasında yer yer mikrogranüler amfibollerce kuşatılmış ve bu kuşatılmadan sonra büyümelerine devam etmiş olup büyümenin en son evresinde yine amfibolce kuşatılmışlardır (Şekil 2b). Granodiyoritte şekilsiz, köşeli veya yarı yuvarlak amfibolce zengin mafik mikrogranüler anklavların (MMA) varlığı dikkat çekmektedir (Şekil 2c). Bölgede, özellikle de kuzeydoğu bölümünde, sadece ayrılmış granitik materyalden oluşan örtü tabakasının var olduğu gözlemlenmektedir. Bu birimler, Peçenek formasyonu olarak adlandırılan Oligosen-Miyosen örtü tabakasından farklılık göstermesi ve özellikle iri feldispat minerallerinin bulunması nedeniyle, Türel (1991), Türel vd. (1993), Göncüoğlu ve Türel (1993, 1994) tarafından kabul edildiği gibi haritada granitik toprak olarak adlandırılmıştır (Şekil 1c). Granodiyorit, Sinandı ve Yanyurt köyleri civarında mikrogranitle dokanak halindedir. Ancak bu alanlardaki kesme ilişkisi net olarak belirlenememiştir. Bölgenin kuzeyinde Hisarkaya yöresinde ve güneydoğusunda, Kalebalta yöresinde ise lökogradite ait dayklarca kesilmektedir.

Mikrogranit, bölgenin kuzeybatısında Sinandı köyü civarında ve kuzey-kuzeydoğusunda, Yanyurt civarında ve doğu-güneydoğusunda yüzeylenmektedir (Şekil 1c). Mikrogranit mikrogranüler yapısı ve koyu gri rengi ile arazide ayırtlanmakta olup, yüksek biyotit

Çizelge 1. Ekecikdağ granitoidleri tüm kayaç jeokimya verileri (M: Mikrogranit; G: Granodiyorit; L: Lökogranit).

Table 1. Whole-rock geochemical data for the Ekecikdağ granitoids (M: Microgranite; G: Granodiorite; L: Leucogranite).

| | EK-1 | EK-4 | EK-6 | EK-8 | EK-25 | EK-5 | EK-10 | EK-14 | EK-16 | EK-17 | EK-18 | EK-21 | EK-52 |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Granitoid (%) | M | M | M | M | M | G | G | G | G | G | G | G | G |
| SiO ₂ | 70.6 | 69.9 | 71.4 | 71.0 | 70.0 | 69.2 | 68.8 | 69.1 | 69.0 | 68.7 | 69.0 | 71.1 | 72.1 |
| TiO ₂ | 0.36 | 0.40 | 0.34 | 0.37 | 0.42 | 0.27 | 0.29 | 0.36 | 0.31 | 0.36 | 0.32 | 0.31 | 0.22 |
| Al ₂ O ₃ | 14.8 | 15.1 | 14.8 | 15.1 | 14.9 | 15.0 | 15.1 | 14.9 | 14.9 | 14.4 | 14.8 | 13.7 | 14.2 |
| FeO _(t) | 2.68 | 3.14 | 2.83 | 3.05 | 3.33 | 3.41 | 3.64 | 3.82 | 3.32 | 3.79 | 3.64 | 3.37 | 2.53 |
| MnO | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 |
| MgO | 0.71 | 0.88 | 0.65 | 0.76 | 0.80 | 1.00 | 1.10 | 1.14 | 0.98 | 1.09 | 1.06 | 0.98 | 0.69 |
| CaO | 2.58 | 2.62 | 2.13 | 2.51 | 2.81 | 2.93 | 2.94 | 3.46 | 2.95 | 2.98 | 3.03 | 2.78 | 2.15 |
| Na ₂ O | 2.66 | 2.76 | 2.72 | 2.74 | 2.80 | 2.92 | 2.92 | 2.76 | 2.81 | 2.70 | 2.87 | 2.43 | 2.80 |
| K ₂ O | 4.01 | 3.95 | 4.17 | 3.56 | 3.78 | 4.20 | 4.06 | 2.99 | 4.67 | 3.18 | 4.06 | 3.18 | 4.58 |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 0.15 | 0.11 | 0.12 | 0.15 | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.06 | 0.09 | 0.05 | 0.06 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.05 | 0.01 | 0.02 |
| LOI* | 1.20 | 0.90 | 0.60 | 0.50 | 0.80 | 0.80 | 0.80 | 0.62 | 0.80 | 0.40 | 0.90 | 0.49 | 0.40 |
| Toplam | 99.8 | 99.9 | 99.8 | 99.8 | 99.9 | 99.9 | 99.8 | 99.3 | 99.9 | 97.7 | 99.9 | 98.5 | 99.8 |
| (ppm) | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | 126 | 148 | 152 | 133 | 127 | 164 | 152 | 153 | 163 | 169 | 163 | 157 | 227 |
| Sr | 217 | 237 | 191 | 226 | 219 | 143 | 142 | 145 | 145 | 128 | 142 | 121 | 122 |
| Nb | 12 | 13 | 12 | 13 | 15 | 7 | 7 | 9 | 9 | 10 | 10 | 9 | 10 |
| La | 31.0 | 35.7 | 30.6 | 35.2 | 36.6 | 21.0 | 30.4 | 19.9 | 61.1 | 25.8 | 38.1 | 21.6 | 26.5 |
| Ce | 60.6 | 68.2 | 58.6 | 67.7 | 72.0 | 37.9 | 54.6 | 39.8 | 100.6 | 49.4 | 65.2 | 45.1 | 48.2 |
| Pr | 7.0 | 7.9 | 6.9 | 7.8 | 8.2 | 4.0 | 5.6 | 4.5 | 10.4 | 5.3 | 7.1 | 4.7 | 5.6 |
| Nd | 26.1 | 30.3 | 25.4 | 29.4 | 31.4 | 13.7 | 19.3 | 15.9 | 31.3 | 18.7 | 23.8 | 16.9 | 19.8 |
| Sm | 5.0 | 5.5 | 5.1 | 5.5 | 6.1 | 2.6 | 3.1 | 3.1 | 4.3 | 3.5 | 3.8 | 3.2 | 3.6 |
| Eu | 1.07 | 1.32 | 0.99 | 1.13 | 1.22 | 0.61 | 0.63 | 0.73 | 0.69 | 0.78 | 0.62 | 0.76 | 0.59 |
| Gd | 4.37 | 4.79 | 4.22 | 4.76 | 5.76 | 2.42 | 2.74 | 3.61 | 3.11 | 3.83 | 3.40 | 3.47 | 3.27 |
| Tb | 0.70 | 0.69 | 0.64 | 0.73 | 0.99 | 0.41 | 0.45 | 0.53 | 0.44 | 0.57 | 0.47 | 0.56 | 0.55 |
| Dy | 3.68 | 3.77 | 3.48 | 4.00 | 5.43 | 2.61 | 2.72 | 3.20 | 2.64 | 3.29 | 2.95 | 3.28 | 3.27 |
| Ho | 0.68 | 0.66 | 0.64 | 0.74 | 1.09 | 0.54 | 0.54 | 0.69 | 0.53 | 0.68 | 0.61 | 0.64 | 0.69 |
| Er | 1.89 | 1.87 | 1.68 | 2.01 | 3.09 | 1.57 | 1.63 | 2.14 | 1.52 | 2.09 | 1.88 | 2.07 | 2.09 |
| Tm | 0.28 | 0.27 | 0.27 | 0.31 | 0.48 | 0.25 | 0.26 | 0.32 | 0.26 | 0.33 | 0.28 | 0.33 | 0.34 |
| Yb | 1.78 | 1.80 | 1.69 | 1.96 | 2.88 | 1.74 | 1.75 | 2.10 | 1.70 | 2.18 | 1.90 | 2.14 | 2.32 |
| Lu | 0.26 | 0.27 | 0.24 | 0.30 | 0.42 | 0.27 | 0.25 | 0.34 | 0.26 | 0.34 | 0.29 | 0.37 | 0.36 |
| Y | 20 | 20 | 18 | 21 | 32 | 15 | 16 | 17 | 15 | 19 | 17 | 19 | 21 |
| Cs | 4.6 | 38.2 | 8.1 | 5.5 | 9.2 | 6.6 | 5.0 | 7.0 | 6.1 | 6.6 | 7.3 | 7.4 | 11.0 |

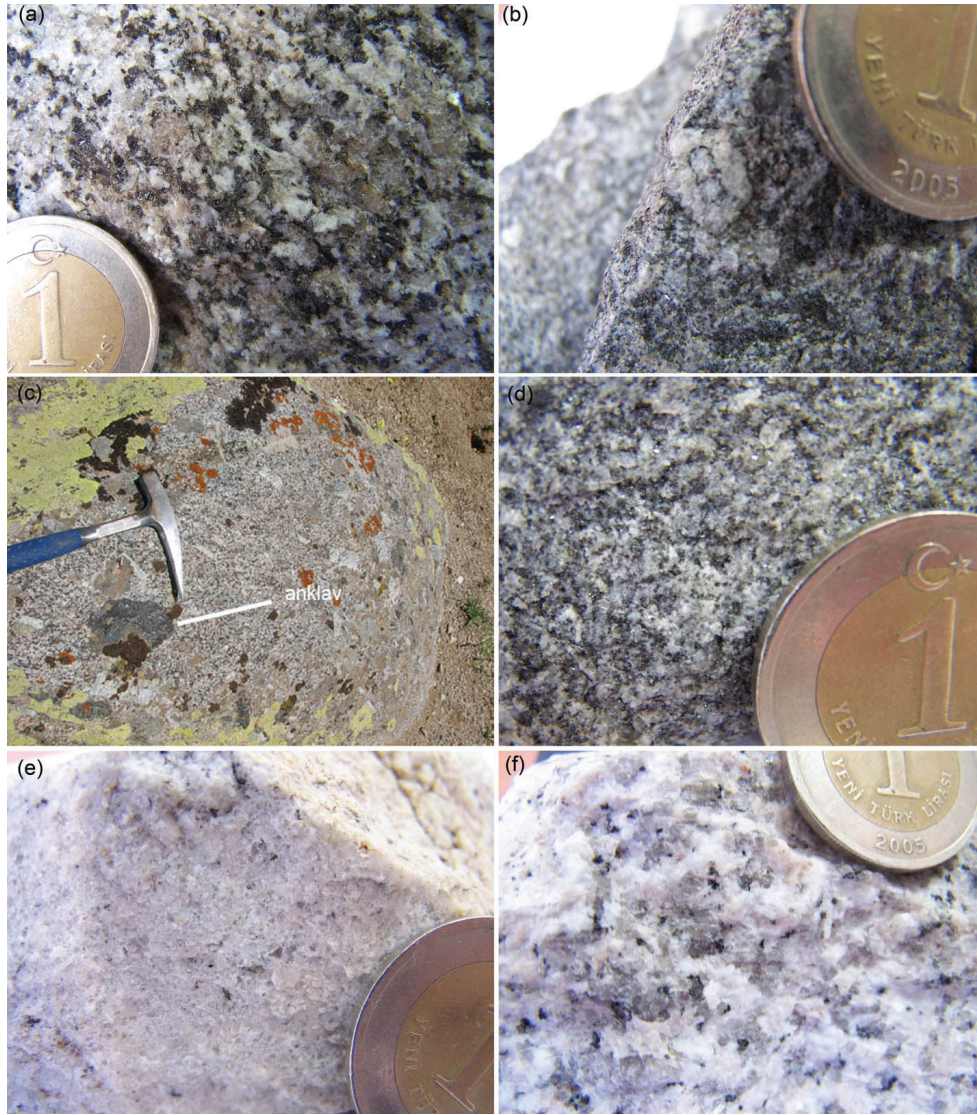
Çizelge 1. Devam ediyor.
Table 1. Continued.

| | EK-1 | EK-4 | EK-6 | EK-8 | EK-25 | EK-5 | EK-10 | EK-14 | EK-16 | EK-17 | EK-18 | EK-21 | EK-52 |
|------------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|----------|
| Granitoyid (ppm) | M | M | M | M | M | G | G | G | G | G | G | G | G |
| Ta | 0.9 | 0.9 | 1.0 | 1.1 | 1.1 | 0.9 | 0.7 | 1.0 | 0.8 | 1.03 | 0.9 | 1.16 | 1.2 |
| Sc | 7.0 | 7.0 | 7.0 | 7.0 | 9.0 | 6.0 | 8.0 | 6.8 | 6.0 | 6.4 | 7.0 | 5.7 | 4.0 |
| Pb | 1.6 | 6.3 | 3.8 | 2.6 | 3.0 | 3.4 | 3.7 | 25.2 | 5.1 | 25.7 | 8.2 | 27.8 | 9.8 |
| U | 2.2 | 2.7 | 2.6 | 2.8 | 2.3 | 5.0 | 4.3 | 4.1 | 6.3 | 5.0 | 4.8 | 6.78 | 8.3 |
| Th | 10.9 | 13.5 | 12.5 | 13.8 | 10.4 | 13.4 | 21.0 | 14.1 | 27.8 | 24.3 | 21.2 | 20.7 | 20.8 |
| Ni | 8.6 | 5.8 | 5.7 | 8.8 | 8.3 | 7.3 | 13 | 4.6 | 9.6 | 4.3 | 11.7 | 3.2 | 4.4 |
| Cu | 2.3 | 2.3 | 3.1 | 2.7 | 1.7 | 3.2 | 2.9 | 9.6 | 5.1 | 4.0 | 27.7 | 1.5 | 2.3 |
| Ga | 15.5 | 16.2 | 15.2 | 16.3 | 16.4 | 13.6 | 13.6 | 14.7 | 14.0 | 14.5 | 14.7 | 13.8 | 14.7 |
| Mo | 1.5 | 2 | 2.1 | 2.9 | 1.9 | 3.2 | 1.8 | 0.31 | 3.3 | n.d. | 5.4 | n.d. | 1.8 |
| Ba | 717 | 901 | 709 | 765 | 799 | 573 | 589 | 473 | 594 | 384 | 445 | 369 | 462 |
| V | 17 | 23 | 18 | 19 | 24 | 40 | 43 | 21 | 37 | 13 | 40 | 14 | 25 |
| Zr | 151 | 179 | 144 | 177 | 177 | 106 | 113 | 40 | 135 | 31.6 | 139 | 39 | 105 |
| Zn | 43 | 49 | 52 | 47 | 56 | 32 | 33 | 36 | 35 | 37 | 38 | 32 | 37 |
| Hf | 4.4 | 5.1 | 4.4 | 5.3 | 5.0 | 3.2 | 3.6 | 1.9 | 4.0 | 1.5 | 3.9 | 1.8 | 3.5 |
| | EK-19 | EK-20 | EK-22 | EK-23 | EK-24 | EK-26 | EK-27 | EK-28 | EK-31 | EK-32 | EK-53 | EK-57 | |
| Granitoyid (%) | L | L | L | L | L | L | L | L | L | L | L | L | |
| SiO₂ | 77.0 | 77.1 | 76.0 | 76.2 | 76.4 | 77.7 | 76.1 | 77.0 | 75.4 | 76.5 | 76.2 | 76.6 | |
| TiO₂ | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.07 | 0.03 | 0.02 | 0.08 | 0.07 | 0.03 | 0.03 | |
| Al₂O₃ | 12.3 | 12.6 | 12.8 | 12.6 | 12.7 | 12.2 | 12.9 | 12.5 | 12.9 | 12.7 | 12.8 | 12.6 | |
| FeO_(t) | 1.05 | 0.92 | 0.94 | 0.98 | 0.97 | 1.21 | 0.88 | 1.07 | 1.33 | 1.08 | 0.75 | 0.91 | |
| MnO | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.01 | 0.01 | |
| MgO | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.14 | 0.12 | 0.10 | 0.10 | |
| CaO | 0.60 | 0.73 | 1.05 | 0.56 | 1.07 | 0.64 | 0.83 | 0.74 | 0.74 | 0.78 | 0.84 | 1.08 | |
| Na₂O | 3.45 | 3.44 | 2.81 | 3.48 | 2.88 | 3.25 | 3.31 | 3.57 | 3.41 | 3.44 | 2.50 | 2.99 | |
| K₂O | 4.64 | 4.70 | 5.25 | 4.98 | 5.10 | 4.94 | 5.10 | 4.66 | 5.08 | 4.90 | 6.07 | 4.90 | |
| P₂O₅ | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | |
| Cr₂O₃ | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | |
| LOI* | 0.80 | 0.40 | 1.00 | 0.90 | 0.60 | 0.20 | 0.70 | 0.20 | 0.70 | 0.30 | 0.60 | 0.70 | |
| Toplam | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 99.9 | 99.9 | 99.9 | 99.9 | 99.9 | 99.9 | 100.0 | 100.0 | 100.0 | |
| (ppm) | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | 376 | 339 | 209 | 444 | 198 | 398 | 263 | 305 | 400 | 385 | 234 | 209 | |
| Sr | 6 | 10 | 24 | 9 | 26 | 7 | 20 | 5 | 29 | 28 | 35 | 30 | |
| Nb | 13 | 20 | 14 | 40 | 6 | 34 | 10 | 5 | 22 | 22 | 2 | 10 | |

Çizelge 1. Devam ediyor.
Table 1. Continued.

| | EK-19 | EK-20 | EK-22 | EK-23 | EK-24 | EK-26 | EK-27 | EK-28 | EK-31 | EK-32 | EK-53 | EK-57 |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Granitoyid (ppm) | L | L | L | L | L | L | L | L | L | L | L | L |
| La | 8.3 | 8.8 | 8.8 | 11.5 | 7.7 | 11.5 | 13.2 | 8.5 | 19.3 | 18.6 | 17.4 | 17.1 |
| Ce | 23.3 | 19.6 | 22.1 | 27.0 | 24.6 | 25.4 | 26.8 | 17.9 | 38.9 | 37.5 | 39.1 | 32.1 |
| Pr | 2.2 | 2.4 | 2.4 | 3.4 | 2.0 | 3.0 | 2.9 | 2.2 | 4.2 | 4.1 | 3.9 | 3.9 |
| Nd | 8.2 | 8.9 | 8.4 | 12.8 | 7.0 | 10.6 | 9.7 | 7.7 | 14.9 | 14.5 | 13.0 | 13.0 |
| Sm | 2.0 | 2.2 | 1.9 | 3.8 | 1.5 | 2.9 | 2.4 | 1.8 | 3.9 | 3.5 | 2.4 | 3.1 |
| Eu | 0.11 | 0.16 | 0.17 | 0.11 | 0.17 | 0.09 | 0.12 | 0.06 | 0.16 | 0.17 | 0.23 | 0.14 |
| Gd | 1.86 | 2.40 | 2.04 | 4.37 | 1.37 | 3.09 | 2.63 | 1.96 | 4.51 | 3.91 | 1.87 | 3.28 |
| Tb | 0.40 | 0.49 | 0.43 | 1.00 | 0.25 | 0.67 | 0.61 | 0.42 | 1.00 | 0.83 | 0.30 | 0.64 |
| Dy | 2.40 | 3.08 | 2.63 | 6.44 | 1.52 | 4.25 | 4.27 | 2.96 | 6.34 | 5.15 | 1.75 | 4.28 |
| Ho | 0.53 | 0.71 | 0.66 | 1.50 | 0.35 | 0.94 | 1.04 | 0.78 | 1.49 | 1.14 | 0.37 | 0.93 |
| Er | 1.73 | 2.28 | 2.15 | 4.95 | 1.16 | 2.85 | 3.59 | 2.69 | 4.53 | 3.49 | 1.16 | 3.06 |
| Tm | 0.31 | 0.41 | 0.40 | 0.90 | 0.23 | 0.50 | 0.70 | 0.52 | 0.76 | 0.60 | 0.24 | 0.54 |
| Yb | 2.28 | 2.85 | 2.87 | 6.43 | 1.63 | 3.26 | 5.10 | 4.04 | 5.04 | 4.04 | 1.56 | 3.76 |
| Lu | 0.34 | 0.46 | 0.44 | 1.04 | 0.28 | 0.49 | 0.83 | 0.67 | 0.74 | 0.62 | 0.26 | 0.63 |
| Y | 16 | 21 | 18 | 47 | 11 | 26 | 35 | 26 | 47 | 36 | 11 | 30 |
| Cs | 17.4 | 7.9 | 5.1 | 14.0 | 4.6 | 5.1 | 4.2 | 5.7 | 7.7 | 6.8 | 5.0 | 3.0 |
| Ta | 2.3 | 2.7 | 3.7 | 5.3 | 1.3 | 3.7 | 2.8 | 1.0 | 3.1 | 3.6 | 0.6 | 2.9 |
| Sc | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 2.0 | 0.9 | 2.0 | 0.9 | 0.9 | 3.0 | 2.0 | 0.9 | 2.0 |
| Pb | 8.8 | 8.8 | 4.8 | 12.5 | 6.7 | 15.4 | 9.2 | 7.9 | 7.1 | 5.4 | 9.2 | 6.4 |
| U | 3.2 | 5.5 | 10.1 | 18.0 | 5.5 | 5.1 | 7.0 | 5.6 | 11.7 | 16.0 | 6.5 | 5.2 |
| Th | 18.1 | 32.9 | 26.8 | 34.8 | 30.9 | 32.8 | 28.8 | 45.2 | 33.9 | 34.3 | 33.4 | 25.7 |
| Ni | 7.2 | 5.2 | 4.3 | 4.8 | 8.4 | 3.1 | 5.6 | 6.4 | 5.8 | 6.7 | 6.1 | 8.2 |
| Cu | 3.3 | 1.8 | 13.5 | 3.2 | 51.8 | 2.4 | 21.7 | 3.1 | 2.6 | 1.3 | 3 | 3.8 |
| Ga | 10.7 | 11.7 | 11.5 | 13.8 | 11.4 | 12.5 | 12.4 | 12.5 | 12.8 | 12.9 | 10.9 | 12.3 |
| Mo | 5.4 | 2.3 | 1.9 | 4.2 | 4.3 | 2.3 | 1.9 | 2.6 | 4.4 | 1.7 | 4.5 | 4.9 |
| Ba | 6 | 5 | 13 | 21 | 16 | 13 | 17 | 9 | 128 | 109 | 44 | 49 |
| V | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 | <8 |
| Zr | 28 | 47 | 24 | 82 | 43 | 68 | 69 | 85 | 75 | 82 | 61 | 57 |
| Zn | 7 | 5 | 8 | 7 | 8 | 7 | 11 | 4 | 12 | 13 | 6 | 5 |
| Hf | 1.5 | 2.3 | 1.5 | 4.4 | 2.3 | 3.0 | 3.9 | 4.5 | 3.0 | 3.2 | 2.8 | 3.2 |

* ateşte su kaybı



Şekil 2. (a) Granodiyoritin yakın görünümü, (b) granodiyoritte hibritleşmenin göstergesi alkali feldispatı çevreleyen mikrogranüler amfibol ve onu da çevreleyerek büyüyen alkali-feldispat, (c) granodiyoritte hibritleşmenin göstergesi mafik mikrogranüler anklav, (d) mikrogranitin yakın görünümü, (e-f) lökograditinin yakın görünümü.

Figure 2. (a) Close view of granodiorite, (b) alkali-feldspar mantled by microgranular amphibole and remantling alkali-feldspar that reveal hybridization in granodiorite, (c) microgranular mafic enclave showing hybridic character of granodiorite, (d) close view of microgranite, (e-f) close view of leucogranite.

içeriği ile göze çarpmaktadır (Şekil 2d). Granodiyoritle olan ilişkisi arazide net olarak tespit edilemeyen mikrogranit lökogradit tarafından kesilmektedir.

Lökogradit ise bölgenin doğu ve güneydoğu bölümünde büyük mostra şeklinde, diğer bölümlerde ise granodiyorit ile mikrogranite ve yer yer gabroyik kayalara sokulum yaparken rastlanmaktadır (Şekil 1c). Özellikle kuzey bölümde granodiyorite sokulum yapan dayk serileri şeklinde gözlenmektedir (Şekil 1c).

Lökogradit bölgede pembemsi beyaz rengi, orta-eşit taneli yapısı ve mafik minerallerinin azlığı ile ayrılanmaktadır (Şekil 2e, f). İncelenen granitoid örneklerinin büyük bir bölümünde el örneklerinde kloritleşme, kaolinleşme ve serisitleşme ürünü başkalaşım mineralleri gözlenmektedir.

Granitik kayalar ve yöredeki ofiyolitik ve metamorfik kayalar, nehir yatağı ve/veya gölsel ortamı karakterize eden, yatay tabakalı ince taneli killi-tüflü, yer yer

kuvars, jips, opal ve biyotit mineralleri içeren Oligosen-Miyosen yaşlı Peçenek formasyonu ile uyumsuz olarak örtülmektedir.

Ekecikdağ yöresindeki granitik kayaçlar genel olarak değerlendirildiğinde; granodiyoritte yaygın hornblend mineralinin varlığı, mikrogranit ve lökograditte ise birincil biyotit-muskovit birlikteliği dikkat çekmektedir. Bu kayaçların petrografik özellikleri kısaca aşağıda sunulmaktadır.

Granodiyorit; hornblend, biyotit, plajiyoklaz, ortoklaz ve kuvars minerallerini içermektedir (Şekil 3a). Bu kaya tipinde zirkon, titanit, allanit, apatit ve manyetit aksesuar olarak belirlenen fazlardır. Yarı-özşekilli ve şekilsiz kristallerden oluşan granodiyorit orta boylu mineralleriyle faneritik ve granitik doku ve yer yer iri alkali-feldispat kristalleriyle porfirik doku göstermektedir. Alkali-feldispatlar genellikle karlsbad ikizlenmesi ile pertitik dokuya sahip iken plajiyoklazlar genellikle zonludur. %9-13 civarında bulunan biyotit sarı-yeşil-kahverenklidir. Kayaç içerisinde bulunan hornblend minerallerinin yanısıra, hornblendce zengin ve az miktarda plajiyoklaz içeren MMA da bu granitoidde oldukça yaygındır (Şekil 3b).

Mikrogranitte kuvars, ortoklaz, mikroklin, plajiyoklaz, biyotit ile muskovit ana minerallerdir (Şekil 3c). Kayaçta belirlenen aksesuar mineraller ise zirkon, apatit ve manyetitdir. Yarı-şekilli ve şekilsiz kristallerden oluşan mikrogranit mikrofaneritik doku ile karakterize edilir. Ayrıca mikrografik ve mirmekitik doku da gözlenmektedir. Kuvarlar özşekilsiz olup, granitik doku göstermektedir (Şekil 3d). Ortoklazlar genellikle karlsbad ikizlenmesi ile pertitik dokuya sahiptirler. Kayaçta yaygın albitik ikizlenmeli plajiyoklazların yanısıra zonlu plajiyoklazlar da bulunmaktadır. Biyotitler yeşil, kırmızı-kahverengi olup sarı-yeşil veya kahverengi-yeşil pleokroizma göstermektedirler. Biyotit - birincil muskovit birlikteliğinin (Şekil 3c) yanısıra ikincil muskovit oluşumları da incelenen kesitlerde saptanmıştır. Bunun yanısıra, bazı biyotit kristallerinde kloritleşme görülmektedir.

Lökograditte ise kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit ana mineraller olup muskovit, apatit, zirkon ve manyetit aksesuar minerallerdir (Şekil 3e,f). Lökogradit eşit boyutlu kuvars, ortoklaz ve az miktarda biyotit ve aksesuar muskovit içeriği ile lökokratiktir. Granitik doku ile yer yer mikrografik doku göstermektedir (Şekil 3f). Plajiyoklaz genelde albit içerikli olup, bazı kesitlerde özşekilini korumuş olarak gözlenmektedir. Muskovit biyotitle beraber birincil olarak bulunduğu gibi, yer yer ikincil olarak da bulunmaktadır.

TÜM-KAYAÇ ELEMENT JEOKİMYASI

Ekecikdağ granitoidlerinde yapılan öncel çalışmalarda nadir toprak elementlerini (NTE) de içeren tam bir veri seti bulunmadığından 22 adet örneğin tüm kayaç element analizi yaptırılmıştır (Çizelge 1).

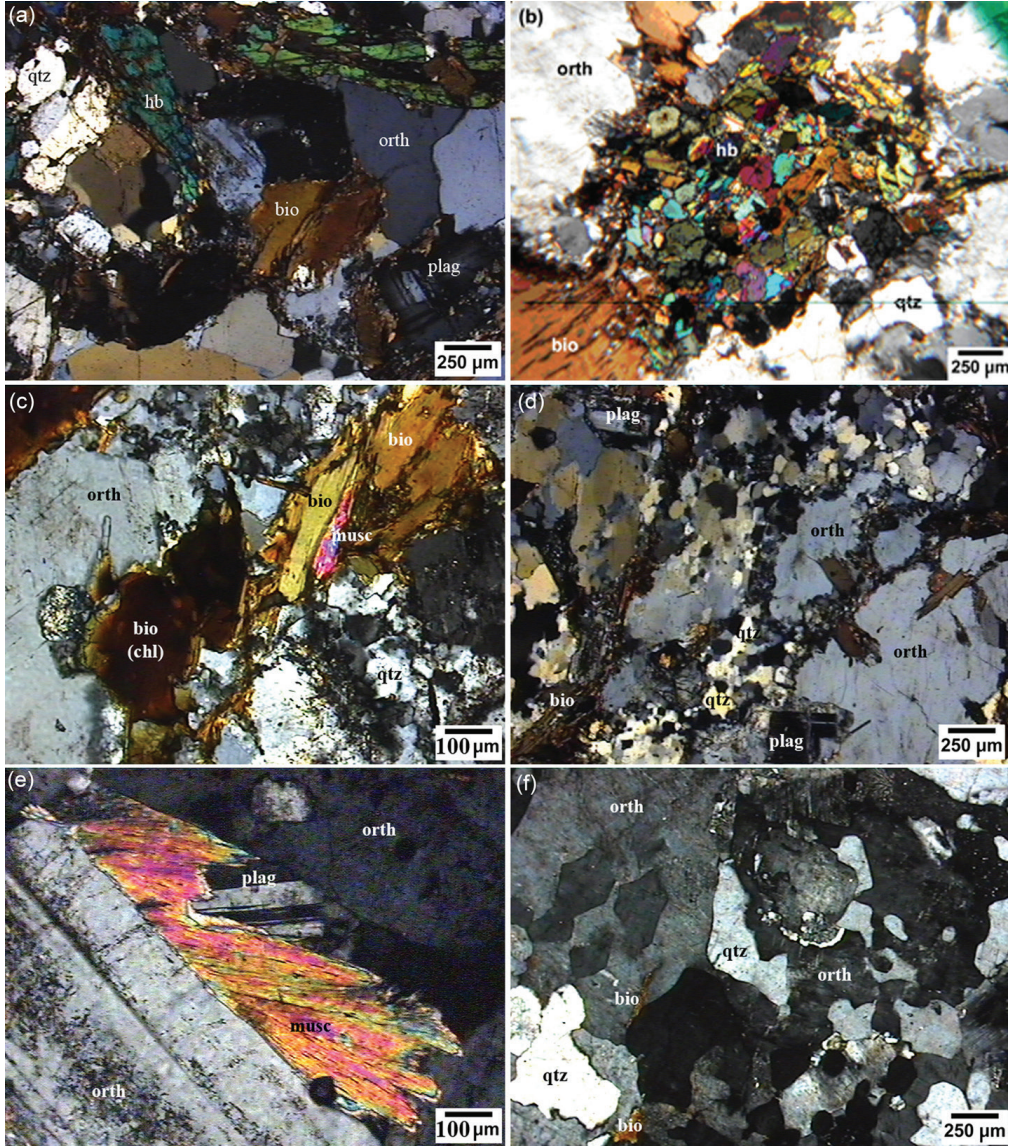
Kayaçların başkalaşımdan etkilenme düzeyini belirlemek üzere zirkonyuma karşılık ana ve iz element grafikleri çizilmiştir (Şekil 4). Genel olarak düzenli dağılım gösteren bu grafiklere göre başkalaşımdan etkilenme minimum olup ana ve iz elementlerin tümü jeokimyasal değerlendirmelerde kullanıma uygundur.

Granitoid örneklerinin tamamı SiO_2 'ye karşılık $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ grafiğinde (Irvine ve Baragar, 1971) sub-alkalen alana düşmektedir (Şekil 5a). SiO_2 - K_2O grafiğinde (Peccerillo ve Taylor, 1976) ise örnekler yüksek potasyumlu kalk-alkalen seri içinde yer almaktadır (Şekil 5b). Maniar ve Piccoli (1989)'nin Shand (1943) sınıflamasında belirlediği sınırlara göre granodiyorit A/CNK [$\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$] < 1.1 değerleri ile metalüminalidan zayıf peralüminalya geçiş göstermektedir (Şekil 5c). Buna karşın mikrogranit örnekleri bir adet zayıf peralüminalı örnek dışında A/CNK > 1.1 oranıyla peralüminalı karakterdedir. Lökogradit ise 1.0-1.1 arasındaki A/CNK değerleriyle zayıf peralüminyum özellik sunmaktadır.

Zirkonyuma karşı çizdirilen iz element grafiklerinde 24-85 ppm arasında değişen düşük Zr değerleriyle lökogradit diğerlerinden (106-177 ppm) kolayca ayırtlanmaktadır (Şekil 4). Grafiklere bakıldığında kayaçların genel bir eğilim oluşturduğu düşünülmekle birlikte detay incelemeler, farklı eğilimlere sahip ve birbirleriyle jenetik ilişkileri belli-belirsiz olan örnek topluluklarını ortaya çıkarmaktadır.

68.8-77.7 % arasında değişen SiO_2 'ye karşılık çizdirilen ana element değişim diyagramlarında yine lökogradit örnekleri yüksek SiO_2 (75.4-77.5 %) ve düşük TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 ve $\text{FeO}_{(t)}$ (%) içerikleriyle diğer örneklerden bariz bir şekilde ayrılmaktadır (Şekil 6). MgO , CaO ve $\text{FeO}_{(t)}$ 'in SiO_2 'ye karşı davranışlarına bakıldığında, Zr'a karşı iz elementlerin değişimlerinin işaret ettiği gibi granodiyorit ve mikrogranit arasında bir fraksiyonlaşma ilişkisi olduğu düşünülebilir (Şekil 6). Ancak TiO_2 ve P_2O_5 'nin SiO_2 'ye karşı davranışları incelendiğinde mikrogranit ve granodiyoritin birbirlerinden farklı eğilimler gösterdikleri saptanmıştır (Şekil 6).

Bu özellikler iz elementlerin SiO_2 'ye karşı davranışlarında da gözlenmektedir (Şekil 6). Lökogradit yüksek SiO_2 'ye içeriğine karşılık düşük Sr, Ba, Zr ve Nd içe-

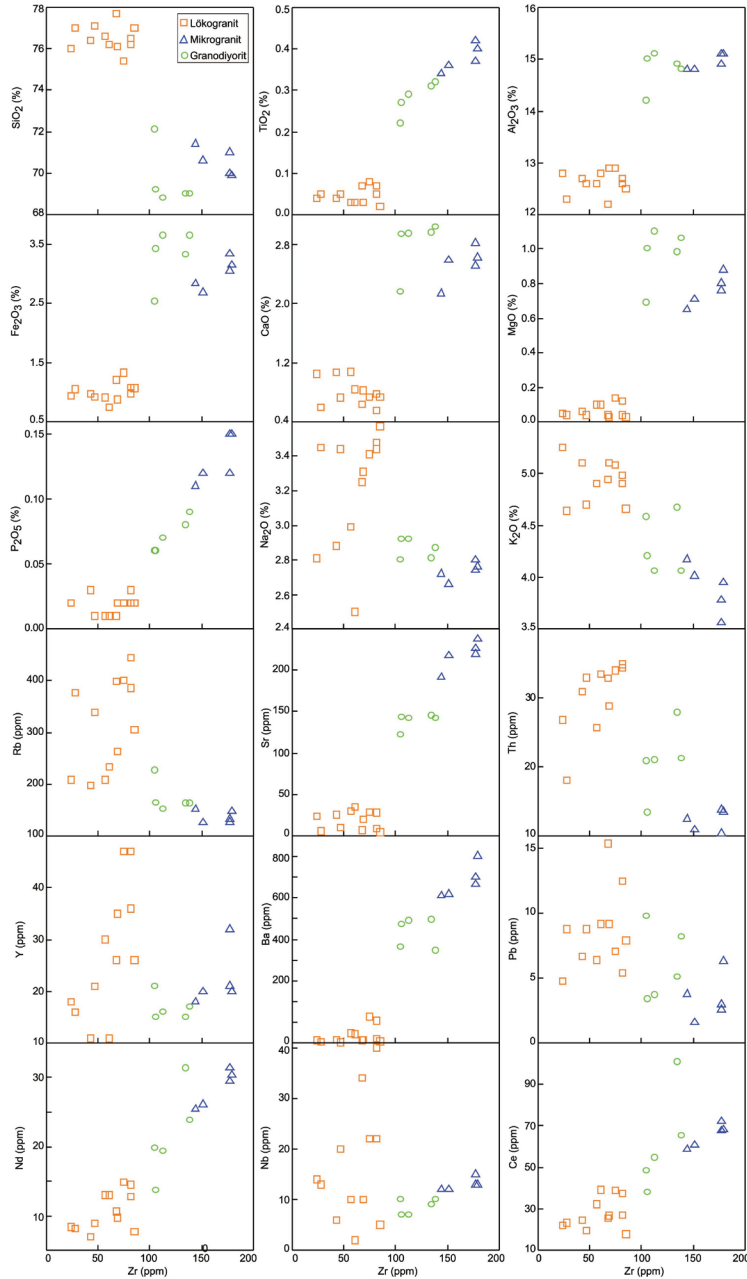


Şekil 3. (a) Granodiyoritten genel petrografik görünüm, (b) granidiyoritteki mikrogranüler amfibolce zengin anklav, (c) mikrogranitde iki mika (biotit-muskovit) birlikteliğini gösteren petrografik görünüm, (d) mikrogranitin son faz mikro-kuvarsların orta tanelerin arasında dağılımı, grafik dokulu büyümeler ve biyotit, (e) lökogranipte birincil muskovit, (f) lökogranipte biyotit ve grafik dokulu kuvars büyümeleri (hb: hornblend, plag: plajiyoklaz, orth: ortoklaz, qtz: kuvars, bio: biyotit, musc: muskovit).

Figure 3. (a) General petrographical view of granodiorite, (b) microgranular amphibole enriched enclave in granodiorite, (c) two mica (biotite-muscovite) assemblage in microgranite, (d) distribution of micro-quartz crystals among medium grained material in microgranite, (e) primary muscovite in leucogranite, (f) biotite and graphically growth quartz in leucogranite (hb: hornblende, plag: plagioclase, orth: orthoclase, qtz: quartz, bio: biotite, musc: muscovite).

riğiyle diğer kayalardan ayrılırken, Rb, Th, Y, Pb ve Nb elementlerinde geniş bir dağılım göstermektedir. Mikrogranit ve granodiyorit örneklerinin iz elementleri incelendiğinde ise Rb, Sr, Y bakımından kayaların kendi aralarında farklı kümelenmeler ve/veya Th, Ba,

Pb, Nd için farklı eğilimler gösterdikleri belirlenmiştir. Elementel değişim diyagramları bir bütün içinde değerlendirildiğinde mikrogranit ve granodiyoritin birbirlerinden farklı eğilimler gösterdikleri görülmektedir. Bunun yanısıra, lökograniit bölgedeki en son evre ka-

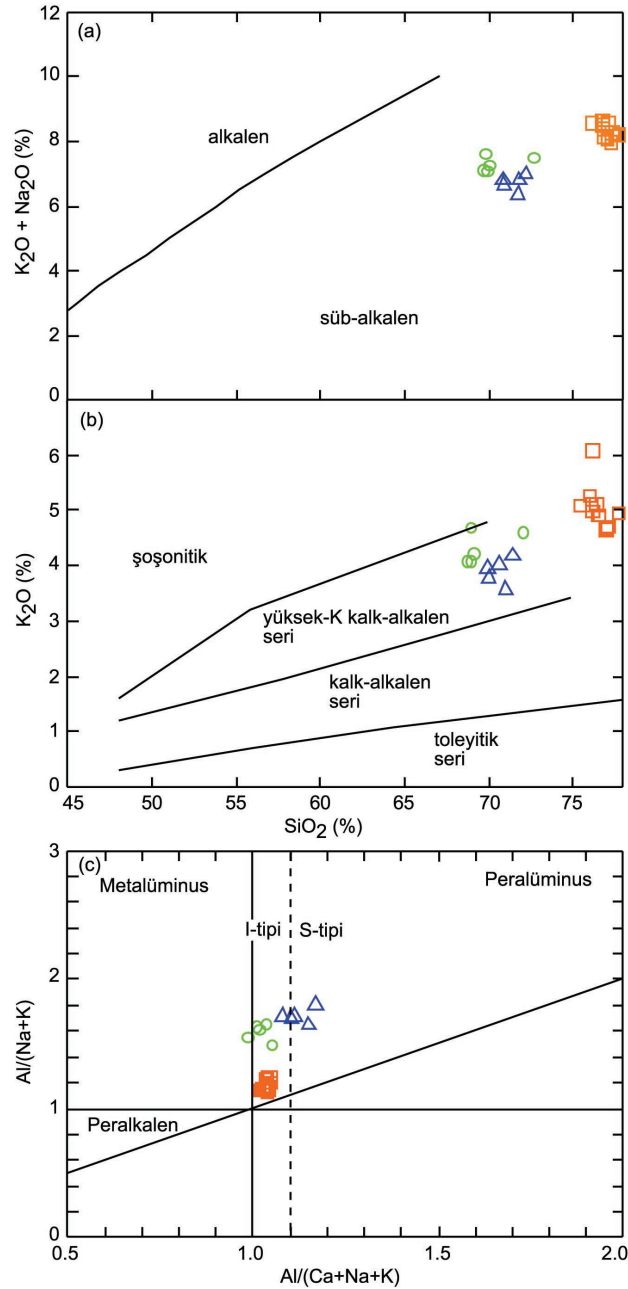


Şekil 4. Zr'ye karşılık element grafikleri.
Figure 4. Plots of elements against Zr.

yaçları temsil etmekte gibi görünmekle birlikte diğer granitlerden farklı bir alanda kümelenmesi ve diğer granitik örneklerle arasında bir boşluk olması nedeniyle diğer kayalarla olan genetik ilişkisini bu grafiklerle belirlemek mümkün görünmemektedir.

İlksel mantoya göre normalize edilmiş (Sun ve McDonough, 1989) çoklu-element dağılım grafiklerinde (Şekil 7a) tüm örneklerde (lökogranitte daha belirgin olmak üzere) negatif Ba, Nb, Sr, P, Eu ve Ti anoma-

lileri gözlenmektedir. Örnekler genel olarak büyük yarıçaplı litofil elementlerce (BİYLE) zengin, yüksek alan dayanımlı elementlerce (YADE) fakir eğilimler göstermektedir. Lökogranit diğer granitoidlere göre Ba, hafif NTE, Sr, P, Ti ve YADE'ce daha fakir, ağır NTE'ce daha zengin, BİYLE ve ağır NTE'ce de geniş dağılımlı desenler sunmaktadır (Şekil 7a). Mikrogranit ve granodiyorit benzer eğilimler ve zenginleşme/tüketilme düzeyleri göstermekle birlikte, mikrogranit



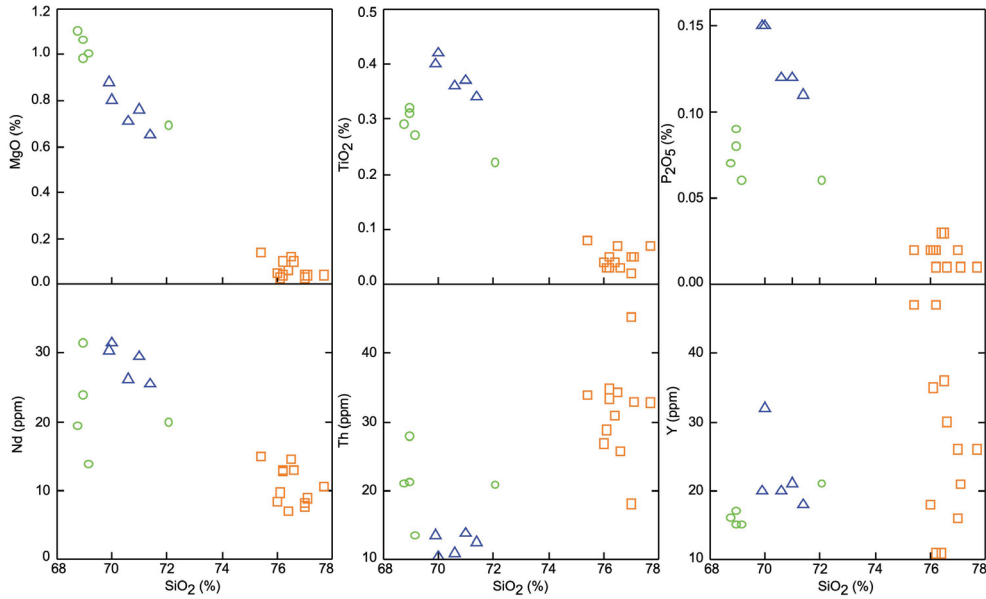
Şekil 5. (a) SiO_2 'ye karşılık Na_2O+K_2O grafiği (Irvine ve Baragar, 1971), (b) SiO_2 'ye karşılık K_2O grafiği (Peccherillo ve Taylor, 1976), (c) Molar $Al/(Ca+Na+K)$ karşılık molar $Al/(Na+K)$ grafiği (Shand (1943)'den sonra I-, S-tipi: Chappell ve White (1974); 1.1 sınırı: Maniar ve Piccoli (1989)) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 5. (a) Plot of Na_2O+K_2O against SiO_2 (Irvine ve Baragar, 1971), (b) Plot of K_2O against SiO_2 (Peccherillo ve Taylor, 1976), (c) Plot of mol $Al/(Na+K)$ against mol $Al/(Ca+Na+K)$ (I-, S-type: Chappell and White (1974); 1.1 limit: Maniar ve Piccoli (1989) after Shand, 1943) (see Figure 4 for symbols).

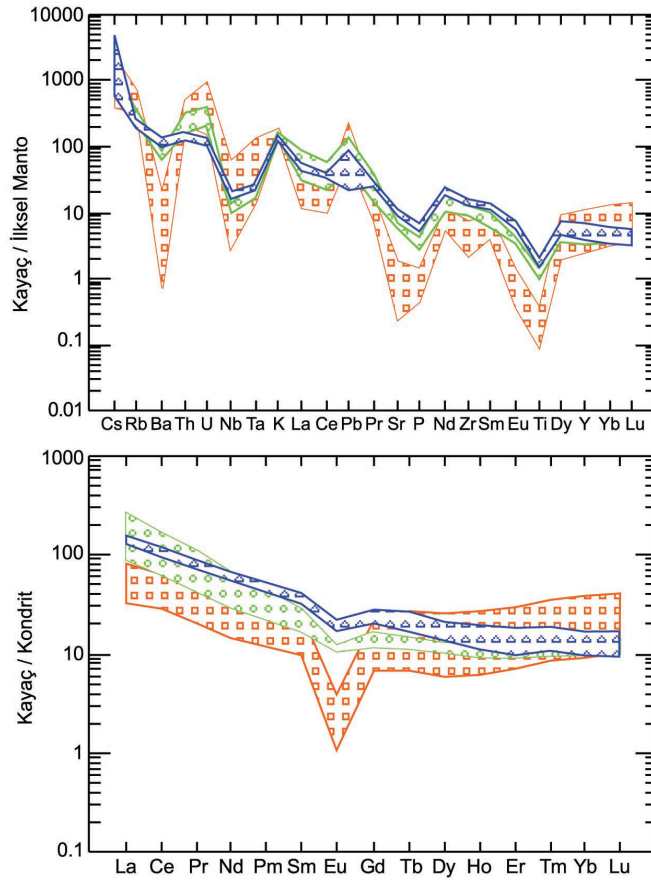
granodiyorite göre Ba, Sr, P'ca zengin, Th ve U'ca fakir gözükmemektedir (Şekil 7a).

Şekil 7b'de kondrite normalize edilmiş (Sun ve McDonough, 1989) NTE dağılım grafiği verilmektedir. Örneklerde genel olarak hafif NTE zenginleşmesi, ağır

NTE fakirleşmesi görülmektedir. Hafif NTE zenginleşmesi mikrogranit ($(La/Yb)_N=9.1-14.2$) ve granodiyorite ($(La/Yb)_N=8.2-25.8$) lökogradite ($(La/Yb)_N=1.3-8.0$) göre daha fazladır. Lökogradit en belirgin Eu-negatif anomalisini gösterirken, granodiyorit de mikrogranite göre belirgin negatif Eu-anomalisi göstermektedir.



Şekil 6. SiO_2 'ya karşılık çizdirilen temsili ana ve iz element grafikleri (semboller için Şekil 4'e bakınız).
Figure 6. Plots of representative major oxides and trace elements against SiO_2 (see Figure 4 for symbols).



Şekil 7. (a) Çoklu-element dağılım grafiği, (b) nadir toprak elementleri dağılım grafiği (normalizasyon için ilksel manto ve kondrit değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır) (semboller için Şekil 4'e bakınız).
Figure 7. (a) Multi-element variation diagram, (b) rare earth element variation diagram (primitive mantle and chondrite normalization values from Sun and McDonough (1989)) (see Figure 4 for symbols).

MİNERAL KİMYASI

EMB granodiyorit, lökogradit ve mikrograditini temsil eden örneklerin ana (amfibol, biyotit, feldispat) ve oksit minerallerinden mineral kimyası analizleri yapılmış ve temsili analiz verileri Çizelge 2-4'te verilmiştir. Oksit kristallerinden yapılan analizler tüm kayalarda saf manyetiti vermiştir.

Amfibol

Sadece anklavca zengin granodiyoritte bulunan amfibollerde oksit % toplamları 96.9-99.3 arasında değişmektedir (Çizelge 2). $FeO_{(t)}$ 'den ferrik ve ferrus demirin hesaplanması Droop (1987) metodu (stokiyometrik yöntem) kullanılarak yapılmıştır. Optik özellikleriyle amfibollerin kalsik tipte oldukları belirlendikten sonra, katyonlar $13eCNK$ alt-toplamı (Ca, Na, K hariç katyon toplamının 13 olması) kuralıyla 23 oksijene göre hesaplanmış ve 15.07- 15.71 arasında değişen katyon toplamı bulunmuştur. Mineral formülü Leake vd. (1997)'ne göre hesaplanmıştır.

Granodiyorit amfibollerinin $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ değerleri 0.46-0.77 arasındadır. Leake vd. (1997) tarafından yapılan isimlendirmeye göre, amfibollerin tümü $Ca_B \geq 1.5$ fbb (formül birim başı), $Si=6.5-7.0$ fbb, $(Na+K)_A < 0.5$ fbb, ve $Ca_A < 0.5$ fbb değerleriyle petrografik gözlemleri destekler şekilde kalsik amfibol içerindedir. Kısmen düşük $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ değerleri ile ferro-hornblend alanına düşen 4 nokta dışındaki amfibol analizleri magneziyo-hornblend bileşimini vermektedir (Şekil 8). İsimlendirme diyagramında (Şekil 8) amfibol verileri farklı dağılım ve eğilimleriyle iki grupta (Grup1: geniş Mg ve Si aralığı, Grup2: dar Mg ve Si aralığı) toplanmışlardır.

Edenitik ve çermakitik yer değişim mekanizmalarının baskın olduğu bu amfiboller geniş bileşimsel dağılım göstermektedirler ve özellikle $Fe^{(t)}$ ile Mg (fbb) içerikleriyle bahsi geçen iki grubu oluşturmaktadırlar. Bu farklılaşma özellikle C-odacığindeki Ti ve Fe^{+2} 'nin Mg ile yer değişim mekanizmalarında oldukça belirgindir (Şekil 9a,b). Şekil 9'da görüldüğü üzere Mg artışı ile Fe^{+2} birbirine paralel iki farklı grupta (Grup1 ve Grup2) azalım gösteren değişim eğrileri ile tanımlanmaktadırlar. Bununla birlikte, Mg-Ti değişim diyagramında az da olsa çakışan Grup1 ve Grup2'nin davranışlarına bakıldığında Grup2 artan Mg'a karşı azalan Ti içeriği gösterirken Grup1 pek fazla değişkenlik göstermemektedir. Bu grafiklerde ayrıntılan ve farklı davranış gösteren gruplar T-odacığindeki

$Al^{(4)}$ ile C-odacığindeki Ti'nin A-odacığindeki Na+K ya karşı dağılım grafiklerinde çakışma göstermekte ve aynı farklılaşmayı vermemektedir (Şekil 9c,d). Diğer yandan, granodiyoritte iki grup amfibolün varlığını en iyi A-odacığindeki K ve Na, T-odacığindeki $Al^{(4)}$, C-odacığindeki Fe^{+2} ve özellikle de Ti'nin $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'ye karşı dağılımı vermektedir (Şekil 10). T-odacığindeki Al ($Al^{(4)}$) artışıyla A-odacığindeki K artmakta ve iki grup amfibolün varlığı yine kendini göstermektedir (Şekil 10g). Bu elementlerin birbirine karşı davranışları amfibollerin dengede oldukları magmanın karakteri hakkında bilgi vermektedir (Ridolfi ve Renzulli, 2012), buna göre bu çalışmadaki amfiboller kalk-alkalen granodiyoritik magmanın ürünleri olarak değerlendirilmiştir (Şekil 10g).

Biyotit

EMB granitoidlerini temsil eden ve analizi yapılan örneklerin tümünde biyotit ana mineral olarak bulunmaktadır. Biyotitin katyon değerlikleri 22 oksijene göre hesaplanmıştır (Çizelge 3).

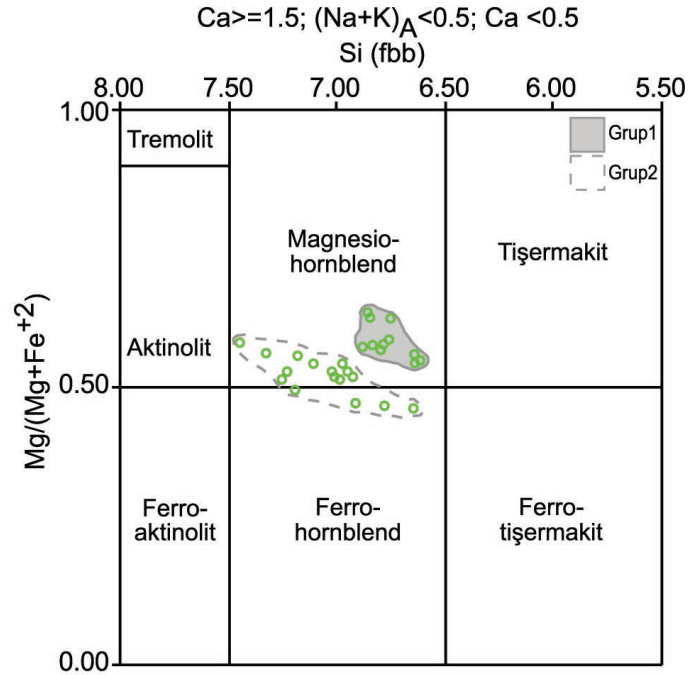
Granodiyorit, mikrogradit ve lökograditteki biyotitlerin $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ (=Fe#) değerleri 0.45-0.61 arasında değişkenlik göstermektedir. Biyotit kristallerinin T-odacığindeki Al ($Al^{(4)}$) içeriği granodiyorit için 2.42-2.54 fbb ve lökogradit için 2.42-2.50 fbb arasında olmak üzere dar bir aralıkta değişim gösterirken mikrogradit için 2.60-2.88 olmak üzere geniş bir aralıkta değişim göstermektedir. $Al^{(4)}$ -Fe# değişimine dayalı anit-siderofilit-filogopit-estonit isimlendirme dörtgeninde granodiyorit biyotitleri amfiboller gibi iki grup oluşturmaktadır. Buna göre, amfibolde olduğu gibi Mg içeriklerindeki farklılık nedeniyle bir grup mikanın (Grup1) tamamı biyotit alanına düşerken diğer grup (Grup2) biyotit alanından filogopit alanına geçiş göstermektedir (Şekil 11a). Mikrogradit ve lökograditteki biyotitler ise biyotit alanına düşmektedir. Trioktahedral mika sınıflamasında kullanılan $Mg-(Al^{(iv)}+Fe^{3+}+Ti)-(Fe^{+2}+Mn)$ üçgen diyagramında ise bir önceki sınıflamaya göre biyotit alanına düşen granodiyorit, lökogradit, mikrograditteki biyotitleri Fe-biyotit bileşimini işaret ederken granodiyoritteki filogopite geçiş gösteren mikalar (Grup1) Mg-biyotit alanına düşmektedir (Şekil 11b).

Granodiyorit biyotitinin iki grubunda Mg (fbb) içeriği mikrogradit ve lökogradittekilere göre daha yüksek olup bu çalışmada diğer elementlerin Mg'ye karşı davranışları incelenmiştir (Şekil 12). Mg'si yüksek olan granodiyorit mikası ile lökograditin Si içerikleri

Çizelge 2. Amfibollerden temsili elektron mikroprob analiz verileri (G: granodiyorit).
Table 2. Representative electron microprobe data for amphibole (G: granodiorite).

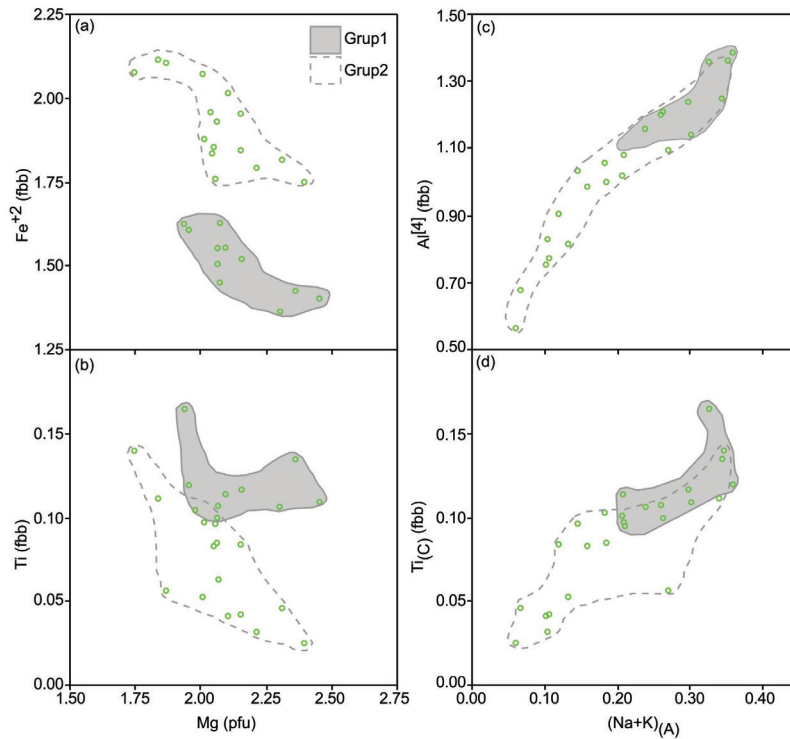
| Örnek No | SK-1 | SK-1 | SK-1 | SK-1 | SK-1 | SK-1 | SK-4 | SK-4 | SK-4 | SK-4 | SK-4 |
|---|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Analiz No | 8 | 20 | 28 | 34 | 44 | 69 | 157 | 161 | 178 | 182 | 197 |
| Granitoyid (%) | G | G | G | G | G | G | G | G | G | G | G |
| SiO ₂ | 47.40 | 44.95 | 47.94 | 45.20 | 48.89 | 49.99 | 46.77 | 45.39 | 45.25 | 46.06 | 45.87 |
| TiO ₂ | 0.76 | 0.98 | 0.75 | 0.57 | 0.37 | 0.42 | 0.99 | 1.04 | 0.88 | 1.01 | 0.96 |
| Al ₂ O ₃ | 6.66 | 8.28 | 5.56 | 8.91 | 4.89 | 4.46 | 6.87 | 7.31 | 7.01 | 6.90 | 6.99 |
| FeO _(t) | 21.01 | 21.45 | 20.97 | 21.67 | 21.33 | 20.02 | 17.94 | 19.52 | 19.98 | 19.29 | 20.28 |
| MnO | 0.67 | 0.73 | 0.72 | 0.69 | 0.68 | 0.70 | 1.54 | 1.98 | 2.38 | 2.21 | 2.29 |
| MgO | 9.39 | 8.19 | 9.78 | 9.50 | 9.78 | 10.60 | 11.22 | 9.70 | 9.24 | 9.42 | 9.35 |
| CaO | 11.33 | 11.26 | 11.19 | 8.99 | 11.44 | 11.44 | 10.90 | 10.59 | 10.39 | 10.49 | 10.60 |
| Na ₂ O | 0.94 | 1.16 | 0.86 | 0.66 | 0.74 | 0.61 | 1.59 | 1.58 | 1.58 | 1.39 | 1.53 |
| K ₂ O | 0.65 | 0.95 | 0.52 | 0.67 | 0.43 | 0.37 | 0.74 | 0.79 | 0.69 | 0.66 | 0.73 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.03 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.04 | 0.01 |
| F | 0.04 | 0.03 | 0.11 | 0.00 | 0.07 | 0.08 | 0.76 | 0.65 | 0.63 | 0.47 | 0.66 |
| Toplam | 98.94 | 97.99 | 98.45 | 96.89 | 98.62 | 98.76 | 99.32 | 98.58 | 98.03 | 97.94 | 99.30 |
| 23 oksijene göre hesaplanan katyon değerleri | | | | | | | | | | | |
| Si | 7.00 | 6.78 | 7.10 | 6.60 | 7.23 | 7.32 | 6.86 | 6.76 | 6.79 | 6.88 | 6.80 |
| Ti | 0.08 | 0.11 | 0.08 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.11 | 0.12 | 0.10 | 0.11 | 0.11 |
| Al | 1.16 | 1.47 | 0.97 | 1.53 | 0.85 | 0.77 | 1.19 | 1.28 | 1.24 | 1.21 | 1.22 |
| Fe ⁺³ | 0.67 | 0.59 | 0.75 | 2.02 | 0.68 | 0.64 | 0.80 | 0.91 | 1.00 | 0.86 | 0.96 |
| Fe ⁺² | 1.93 | 2.11 | 1.84 | 0.63 | 1.95 | 1.81 | 1.40 | 1.52 | 1.51 | 1.56 | 1.55 |
| Mn | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.08 | 0.08 | 0.09 | 0.19 | 0.25 | 0.30 | 0.28 | 0.29 |
| Mg | 2.07 | 1.84 | 2.16 | 2.07 | 2.16 | 2.32 | 2.45 | 2.15 | 2.07 | 2.10 | 2.07 |
| Ca | 1.79 | 1.82 | 1.77 | 1.41 | 1.81 | 1.80 | 1.71 | 1.69 | 1.67 | 1.68 | 1.68 |
| Na | 0.27 | 0.34 | 0.25 | 0.19 | 0.21 | 0.17 | 0.45 | 0.46 | 0.46 | 0.40 | 0.44 |
| K | 0.12 | 0.18 | 0.10 | 0.12 | 0.08 | 0.07 | 0.14 | 0.15 | 0.13 | 0.13 | 0.14 |
| Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| P | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| F | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.04 | 0.06 |
| Toplam | 15.18 | 15.33 | 15.12 | 14.71 | 15.10 | 15.05 | 15.36 | 15.35 | 15.33 | 15.25 | 15.32 |
| 13eCNK* | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 | 13.00 |
| Mg/(Mg+ Fe⁺²) | 0.52 | 0.47 | 0.54 | 0.77 | 0.53 | 0.56 | 0.64 | 0.59 | 0.58 | 0.57 | 0.57 |

*Amfibolde Ca, Na, K hariç katyon toplamının 13 olması



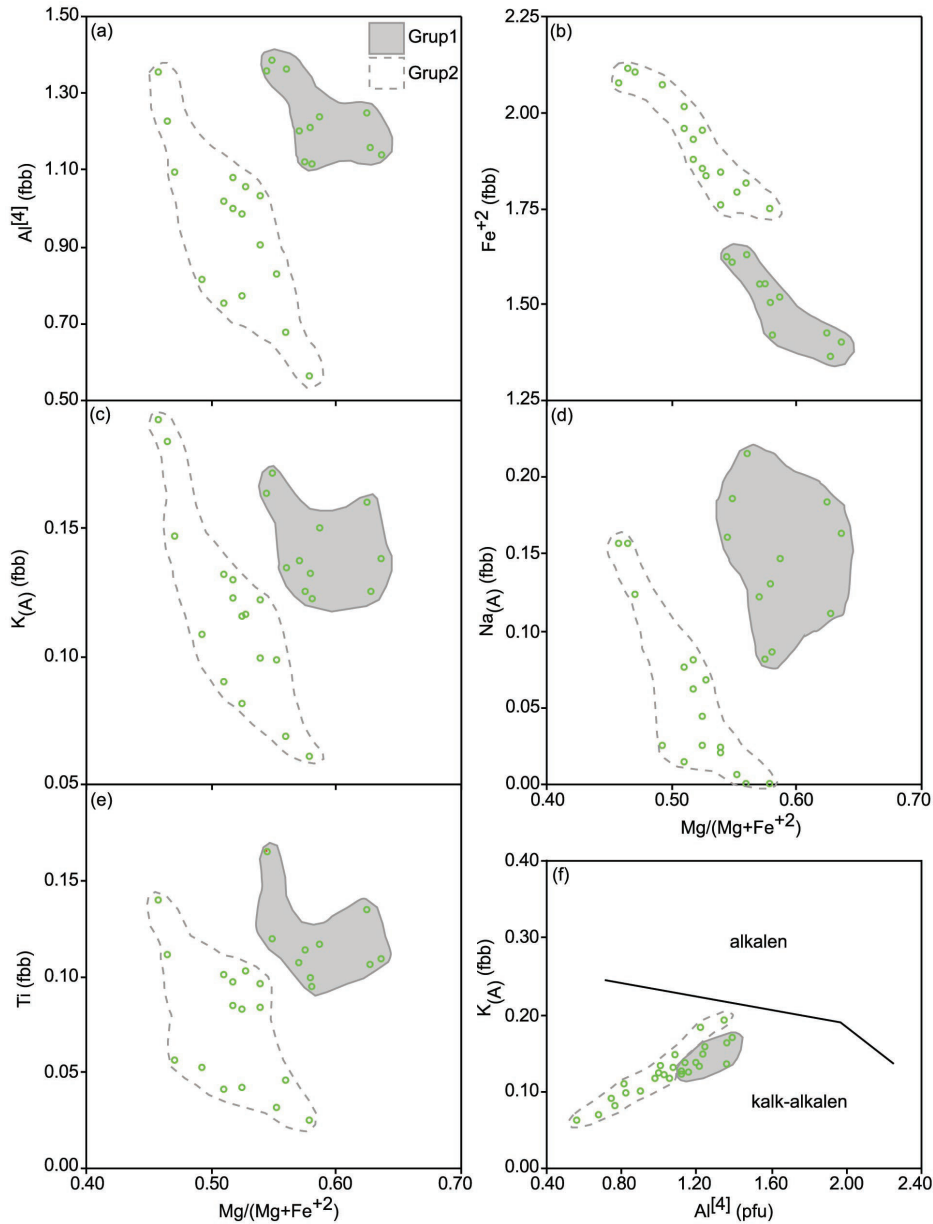
Şekil 8. Granodiyoritte bulunan kalsik amfibollerin Leake vd. (1997)'nin isimlendirmesine göre sınıflaması (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 8. Naming of calcic amphiboles in granodiorite using nomenclature of Leake et al. (1997) (see Figure 4 for symbols).



Şekil 9. Granodiyoritte bulunan kalsik amfibollerin (a, b) C-odaciğındaki Fe^{+2} ve Ti elementlerinin Mg'a karşı davranışları, (c, d) Al^{IV} ve Ti'nin $(Na+K)_A$ 'ya karşı değişimleri (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 9. (a, b) Plots of Fe^{+2} and Ti of C-site against Mg, (c, d) plots of Al^{IV} and Ti against $(Na+K)_A$ for calcic amphiboles in granodiorite (see Figure 4 for symbols).



Şekil 10. Granodiyoritte bulunan amfibollerdeki (a-e) katyonların $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'ye karşı değişimleri, (f) $K_{(A)}$ 'nın $Al^{[4]}$ 'e karşı davranımı ve granodioritin kalk-alkalen karakteri (kalk-alkalen, alkalen alanları Ridolfi ve Renzulli (2012)'den alınmıştır) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 10. For amphiboles of granodiorite (a-e) plots of cations against $Mg/(Mg+Fe^{2+})$, (f) plot of $K_{(A)}$ against $Al^{[4]}$ and calc-alkaline character of granodiorite (fields of calc-alkaline and alkaline from Ridolfi and Renzulli (2012)) (see Figure 4 for symbols).

mikrogranite göre yüksek iken $Al^{(t)}$ değerleri düşüktür. $Fe^{(t)}$ içerikleri granodiyoritin kendi içinde Mg artıkça azalan bir eğilim gösterirken lökogradit ve mikrogranite ait biyotitlerin yüksek $Fe^{(t)}$ içerikleriyle bu doğrultudan farklı bir alanda oldukları ve örtüşükleri gözlenmektedir. Artan Mg'ye karşı Ti değerleri granodiyorit için çok hafif düşen bir eğilim göstermekle birlikte di-

ğer kayalar için dar Mg aralığında geniş Ti değişimi gözlenmektedir. Lökograditin Mn içeriği diğerlerinden oldukça yüksektir. Granodiyorit için artan Mg'ye karşı Mn'de artmakla birlikte mikrogranit hemen hemen sabit değerler göstermektedir. Granodiyorit ve lökograditin Na içerikleri örtüşürken mikrogranitinkinden diğerlerinden oldukça fazladır. K içerikleri tüm ka-

Çizelge 3. Biotitlerden temsili elektron mikroprob analiz verileri (M: Mikrogranit; G: Granodiyorit; L: Lökogranit).
Table 3. Representative electron microprobe data for biotite (M: Microgranite; G: Granodiorite; L: Leucogranite).

| Örnek No | SK-6 | SK-6 | SK-6 | SK-6 | SK-1 | SK-1 | SK-4 | SK-4 | SK-4 | SK-3 | SK-3 |
|---|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Analiz No | 114 | 133 | 140 | 152 | 12 | 66 | 156 | 171 | 194 | 92 | 93 |
| Granotoyid (%) | M | M | M | M | G | G | G | G | G | L | L |
| SiO ₂ | 35.82 | 34.71 | 35.07 | 34.84 | 36.30 | 35.26 | 36.93 | 36.53 | 36.79 | 36.40 | 36.02 |
| TiO ₂ | 2.77 | 2.99 | 2.78 | 3.19 | 3.24 | 3.07 | 3.29 | 3.18 | 3.58 | 2.75 | 2.92 |
| Al ₂ O ₃ | 19.11 | 17.97 | 18.51 | 18.10 | 14.11 | 14.37 | 13.55 | 13.12 | 13.44 | 14.16 | 13.78 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 |
| FeO _(t) | 21.52 | 23.27 | 23.21 | 22.87 | 25.33 | 24.72 | 20.38 | 21.68 | 21.15 | 23.88 | 24.22 |
| MnO | 0.26 | 0.30 | 0.33 | 0.31 | 0.52 | 0.31 | 1.12 | 1.43 | 1.55 | 2.31 | 2.72 |
| MgO | 7.00 | 7.44 | 7.26 | 7.35 | 8.74 | 8.76 | 11.25 | 10.50 | 10.05 | 6.94 | 7.11 |
| CaO | 0.06 | 0.00 | 0.04 | 0.07 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.06 | 0.03 |
| Na ₂ O | 0.11 | 0.15 | 0.12 | 0.12 | 0.06 | 0.05 | 0.10 | 0.06 | 0.08 | 0.05 | 0.08 |
| K ₂ O | 9.29 | 9.61 | 9.55 | 9.36 | 9.30 | 8.26 | 9.54 | 9.54 | 9.38 | 8.38 | 9.04 |
| BaO | 0.41 | 0.08 | 0.05 | 0.00 | 0.00 | 0.10 | 0.10 | 0.09 | 0.05 | 0.01 | 0.23 |
| NiO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 |
| F | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.19 | 0.23 | 1.40 | 1.27 | 1.32 | 1.52 | 1.61 |
| Cl | 0.18 | 0.09 | 0.14 | 0.12 | 0.28 | 0.36 | 0.09 | 0.15 | 0.24 | 0.10 | 0.09 |
| Toplam | 96.53 | 96.65 | 97.07 | 96.35 | 98.11 | 95.54 | 97.77 | 97.56 | 97.67 | 96.58 | 97.88 |
| 22 oksijene göre hesaplanan katyon değerleri | | | | | | | | | | | |
| Si | 5.40 | 5.29 | 5.31 | 5.31 | 5.50 | 5.46 | 5.52 | 5.52 | 5.53 | 5.58 | 5.50 |
| Ti | 0.31 | 0.34 | 0.32 | 0.37 | 0.37 | 0.36 | 0.37 | 0.36 | 0.40 | 0.32 | 0.34 |
| Al | 3.40 | 3.23 | 3.30 | 3.25 | 2.52 | 2.62 | 2.39 | 2.34 | 2.38 | 2.56 | 2.48 |
| Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ⁺³ | 0.49 | 0.53 | 0.53 | 0.52 | 0.58 | 0.58 | 0.46 | 0.49 | 0.48 | 0.55 | 0.56 |
| Fe ⁺² | 2.17 | 2.37 | 2.35 | 2.33 | 2.57 | 2.56 | 2.04 | 2.19 | 2.13 | 2.45 | 2.48 |
| Mn | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.07 | 0.04 | 0.14 | 0.18 | 0.20 | 0.30 | 0.35 |
| Mg | 1.57 | 1.69 | 1.64 | 1.67 | 1.97 | 2.02 | 2.51 | 2.37 | 2.25 | 1.59 | 1.62 |
| Ca | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Na | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 |
| K | 1.79 | 1.87 | 1.84 | 1.82 | 1.80 | 1.63 | 1.82 | 1.84 | 1.80 | 1.64 | 1.76 |
| Ba | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Ni | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Sr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| F | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.11 | 0.66 | 0.61 | 0.63 | 0.73 | 0.78 |
| Cl | 0.05 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.07 | 0.09 | 0.02 | 0.04 | 0.06 | 0.02 | 0.02 |
| Toplam | 15.27 | 15.44 | 15.42 | 15.38 | 15.56 | 15.50 | 15.97 | 15.97 | 15.88 | 15.76 | 15.92 |
| Mg/(Mg+ Fe⁺²) | 0.42 | 0.42 | 0.41 | 0.42 | 0.43 | 0.44 | 0.55 | 0.52 | 0.51 | 0.39 | 0.40 |

Çizelge 4. Feldispatlardan temsili elektron mikroprob analiz verileri (M: Mikrogranit; G: Granodiyorit; L: Lökogranit).
Table 4. Representative electron microprobe data for feldspar (M: Microgranite; G: Granodiorite; L: Leucogranite).

| Örnek No Analiz No Granitoid (%) | SK-6 105 M | SK-6 125 M | SK-6 148 M | SK-1 10 G | SK-1 22 G | SK-4 163 G | SK-4 169 G | SK-4 184 G | SK-3 73 L | SK-3 74 L | SK-3 89 L |
|--|------------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|------------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| SiO ₂ | 56.00 | 59.84 | 65.08 | 62.25 | 65.48 | 65.22 | 64.16 | 64.69 | 65.04 | 67.95 | 65.89 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 27.73 | 24.57 | 18.24 | 24.13 | 18.46 | 18.16 | 22.58 | 18.15 | 18.09 | 20.03 | 21.22 |
| MgO | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 |
| CaO | 9.80 | 6.27 | 0.02 | 5.70 | 0.05 | 0.05 | 3.88 | 0.00 | 0.00 | 1.03 | 2.50 |
| MnO | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| FeO _(t) | 0.05 | 0.00 | 0.03 | 0.10 | 0.24 | 0.07 | 0.32 | 0.07 | 0.09 | 0.03 | 0.07 |
| BaO | 0.00 | 0.01 | 0.13 | 0.00 | 0.34 | 0.05 | 0.02 | 0.06 | 0.01 | 0.07 | 0.00 |
| Na ₂ O | 5.98 | 7.92 | 1.14 | 8.53 | 1.17 | 0.83 | 9.28 | 0.53 | 0.34 | 11.17 | 10.25 |
| K ₂ O | 0.15 | 0.12 | 15.22 | 0.12 | 15.28 | 15.66 | 0.36 | 16.16 | 16.47 | 0.16 | 0.31 |
| Toplam | 99.74 | 98.77 | 99.86 | 100.9 | 101.1 | 100.1 | 100.6 | 99.67 | 100.1 | 100.5 | 100.3 |
| 8 oksijene göre hesaplanan katyon değerleri | | | | | | | | | | | |
| Si | 2.52 | 2.70 | 3.00 | 2.74 | 3.00 | 3.01 | 2.82 | 3.00 | 3.01 | 2.96 | 2.89 |
| Ti | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Al | 1.47 | 1.30 | 0.99 | 1.25 | 0.99 | 0.99 | 1.17 | 0.99 | 0.99 | 1.03 | 1.10 |
| Mg | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ca | 0.47 | 0.30 | 0.00 | 0.27 | 0.00 | 0.00 | 0.18 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.12 |
| Mn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ba | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Na | 0.52 | 0.69 | 0.10 | 0.73 | 0.10 | 0.07 | 0.79 | 0.05 | 0.03 | 0.94 | 0.87 |
| K | 0.01 | 0.01 | 0.90 | 0.01 | 0.89 | 0.92 | 0.02 | 0.96 | 0.97 | 0.01 | 0.02 |
| Toplam | 4.99 | 5.00 | 4.99 | 5.00 | 5.00 | 4.99 | 4.99 | 5.00 | 5.00 | 4.99 | 5.00 |

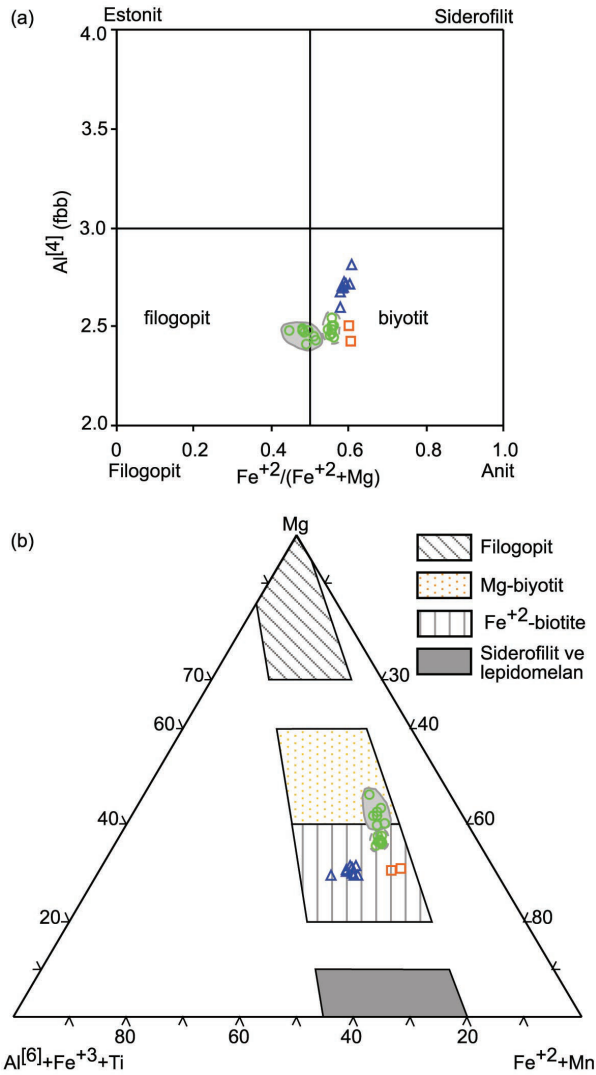
yaçlarda hemen hemen örtüşmektedir. Elementlerin tümü özellikle de Fe^(t) ve Mn içerikleri granodiyoritte Grup1 ve Grup2 olmak üzere amfiboldeki gibi iki biyotit grubunun olduğunu desteklemektedir.

Biyotit kimyası, Abdel-Fattah (1994, 1996) sınıflamasına göre çalışma kapsamındaki granodiyorit ve lökogranitin kalk-alkalen, mikrogranitin ise peralüminalı karaktere sahip olduğuna işaret etmiştir (Şekil 13).

Feldispat

Kayaçalarda alkali-feldispat ve plajiyoklaz olmak üzere feldispatın her iki tipi de bulunmaktadır ki bunlar-

dan çok sayıda EPMA analizi yapılmıştır. Alkali-feldispat kompozisyonu tüm örneklerde Or₈₅₋₉₈ gibi dar bir aralıkta iken plajiyoklaz bileşimleri farklılık göstermektedir (Şekil 14). Plajiyoklaz bileşimi granodiyoritte An₁₅₋₄₉ ile oligoklazdan andezine, lökogranitte An₁₋₁₇ ile albitten oligoklaza ve mikrogranitte An₁₇₋₆₂ ile albitten labrodorite değişiklik göstermekte olup oligoklaz tüm örneklerde tanımlanmıştır. Lökogranitte plajiyoklaz bileşimi albitten oligoklaza yayılım göstermekle birlikte albit bileşimi baskındır. Granodiyorit plajiyoklazları da mafik minerallerde belirlenen gruplaşma gibi iki grup oluşturmaktadır (Şekil 14). Bir grup oligoklaz diğer grup ise andezin vermekte ve



Şekil 11. Mikaların isimlendirilmesi (a) çermakit ve Mg-Fe²⁺ yer değişimine dayalı Al^[4]-Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) sınıflaması (Deer vd. (1980)'den Rieder vd. (1998) sonra), (b) Mg-(Fe²⁺+Mn)-(Al^[6]+Fe³⁺+Ti) sınıflaması (Foster, 1960) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

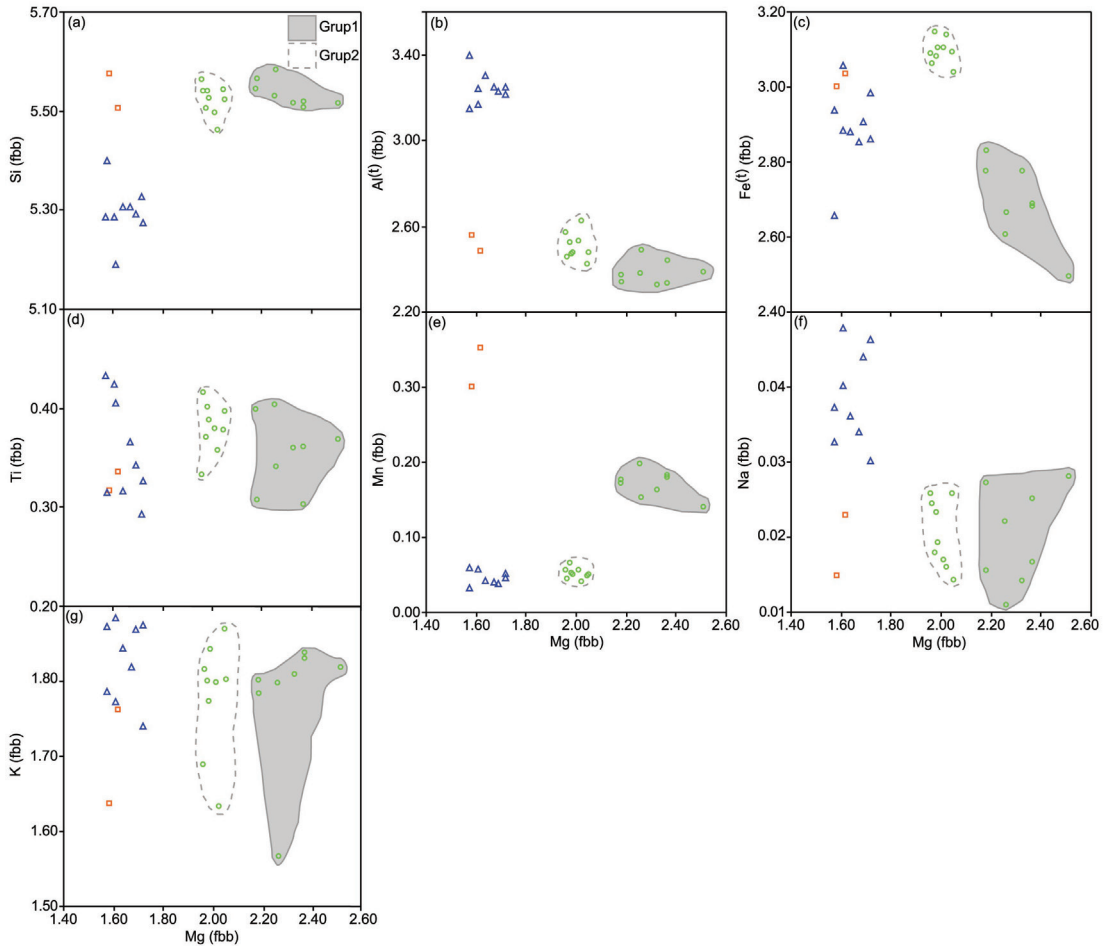
Figure 11. Mica nomenclature (a) tchermakite and Mg-Fe²⁺ substitution based Al^[4]-Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) classification (Rieder et al. (1998) after Deer et al., 1980). (b) Mg-(Fe²⁺+Mn)-(Al^[6]+Fe³⁺+Ti) classification (Foster, 1960) (see Figure 4 for symbols).

arada kompozisyonel boşluk bulunmaktadır. Oligoklaz göreceli düşük Mg'li mafik minerallerle, andezin ise göreceli yüksek Mg'li mafik fazlarla dengededir.

FİZİKOKİMYASAL KOŞULLAR

Kayaç oluşturan mineral toplulukları ve minerallerin kimyasal içerikleri, magmatik kayacı oluşturan ergiyiğin jeokimyasal özellikleri ve kristallenme koşullarıyla yakından ilgilidir (Abbott, 1985). Bu nedenle magma kristallenmesi sırasında etken olan basınç, sıcaklık

ve oksijen fugasitesi gibi fizikokimyasal parametrelerin belirlenmesinde belli mineral ve mineral topluluklarının kullanılması kaçınılmazdır. Ancak, granitoidlerde termobarometrik hesaplamalara uygun mineral topluluklarının sınırlı olması basınç ve sıcaklık koşullarının belirlenmesini zorlaştırmaktadır. Bunun yanısıra, sub-solidus soğuma sırasında minerallerin içerikleri kolayca etkilenip değişebilir. Bu nedenle sokulum kayaçlarındaki mineral denge koşullarının incelenmesinde dikkatli olunması gereklidir. Solidus koşulları veren termobarometrenin bulunabilmesi



Şekil 12. Biyotitte katyonların Mg (fb)'a karşı davranışları (semboller için Şekil 4'e bakınız).
 Figure 12. Plots of cations against Mg (pfu) for biotite (see Figure 4 for symbols).

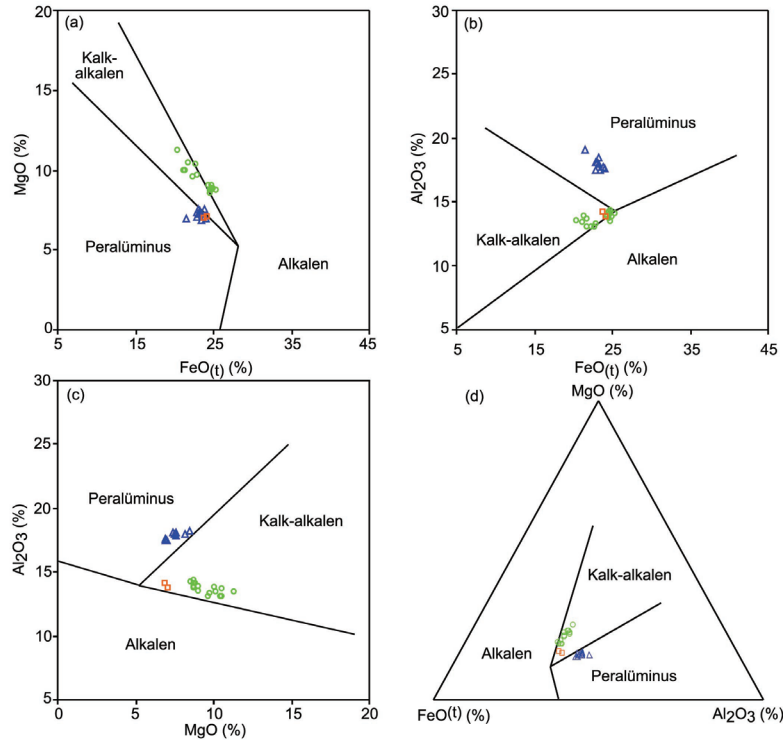
kolay değildir. Magma kristallenme sıcaklığını belirlemek için farklı termometreleri kullanarak deneme yapmak en uygundur ki likudustan sub-solidusa sıcaklık ve basınç belirlenmesi yapılabilir.

Granitoidlerdeki mineral ve mineral toplulukları (hornblend, biyotit, plajiyoklaz, K-feldispat, kuvars, titanit, Fe-Ti oksitler) baz alınarak çeşitli termobarometrik eşitlikler hazırlanmıştır. Hornblend-Al^(IV) barometresi (Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister vd., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidh, 1992; Anderson ve Smith, 1995), hornblend-plajiyoklaz (Holland ve Blundy, 1994) ve hornblend-Ti (Anderson, 1996) termometreleri granitoidlerdeki mineral dengeleri tartışılarak hazırlandığından en uygun sonuçları vermektedirler. Birçok granitoid için hornblend-Al barometresiyle bulunan basınç değerlerinin jeolojik özellikler ve eş-sokulum metamorfiklerden elde edilen basınçla uyumlu oldukları belirlenmiştir (Ague,

1997; Barnes ve Prestwik, 2000; Moazzen ve Drop, 2004). Magmanın oksidasyonu da mineral toplulukları ve mineral kimyası (ör., titanit + manyetit + kuvars birlikteliği: Wones (1989) ile bulunabilir. Granitik magmanın yavaş soğuması ilmenit kusmasına ve dolayısıyla manyetitin Ti içeriğince fakirleşmesine neden olacağından (Haggerty, 1976) magmaların orijinal oksijen fugasitesinin belirlenmesi mümkün değildir ancak göreceli yaklaşımlar ve hesaplamalar mümkündür (Haggerty, 1976; Wones, 1989; Anderson ve Smith, 1995; Kemp, 2004).

Oksijen Fugasitesi (fO_2)

Ekecikdağ granitoidinde belirlenen tek oksit mineralinin özşekilli saf manyetit (Ti-fakir) olması orijinal oksijen fugasitesinin belirlenmesini mümkün kılmaktadır. Ancak, granitik kayalarda özşekilli manyetit erken faz kristallenme ürünü olması magmanın



Şekil 13. Biotitlerin kristallendikleri sistem(ler)in jeokimyasal özelliğini gösteren oksit dağılım diyagramlarındaki yerleri (kalk-alkalen, alkalen ve peralkalen alanlar Abdel-Fattah (1994, 1996)'dan alınmıştır) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

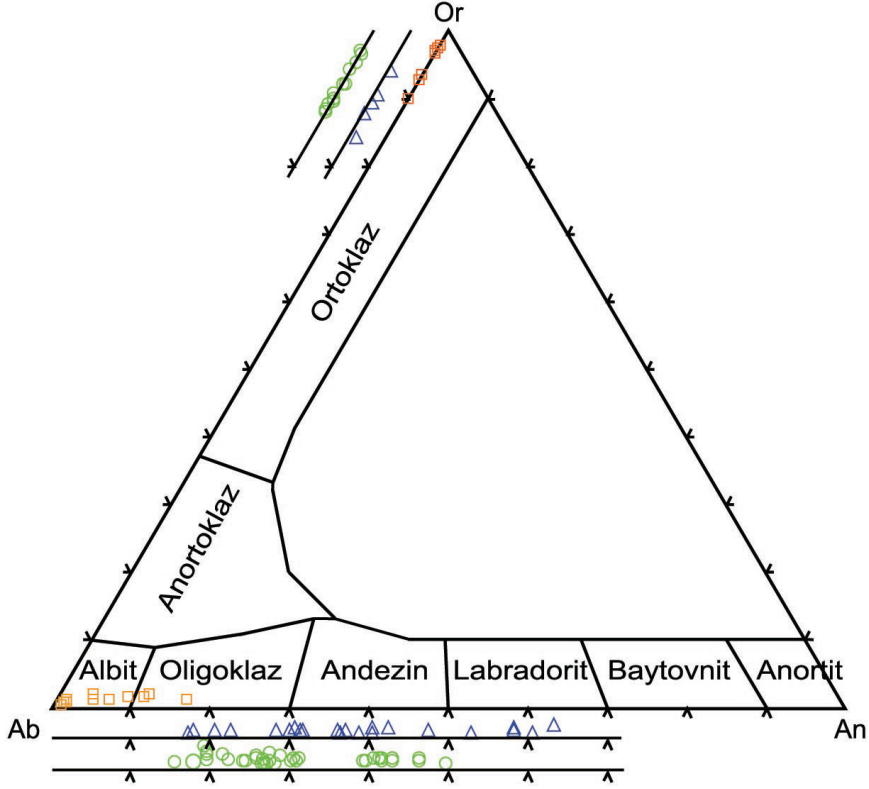
Figure 13. Oxide plots of biotites showing chemical character of magmas from which they are crystallized (calc-alkaline, alkaline and peralkaline fields from Abdel-Fattah (1994, 1996)) (see Figure 4 for symbols).

kısmen yüksek oksijen fugasitesine sahip olduğuna işaret eder (Enami vd., 1993). Bununla birlikte, Ekecikdağ granodiyoritindeki titanit-manyetit-kuvars birlikteliği baz alınarak Wones (1989)'un sıcaklık-basınç kontrollü nicel oksijen fugasitesi metodu kullanılarak -20 ve -15 değerleriyle HM (hematit-manyetit) ve FMQ (fayalit-manyetit-kuvars) tamponları arasında yüksek oksijen fugasitesi bulunmuştur (Şekil 15a). Bu hesaplamada granodiyorit için sırasıyla Holland ve Blundy (1994) ve Anderson (1996) metodlarıyla belirlenen sıcaklık ve basınç değerleri kullanılmıştır. Ancak, mikrogranit ve lökogramit için uygun mineral topluluğu bulunmadığından bu metodu uygulamak mümkün olmamıştır. Bu nedenle farklı yaklaşımlar da düşünülmüştür. Örneğin, magmanın oksidasyon durumunu en iyi gösteren minerallerden biri de biyotittir (Wones ve Eugster, 1965) ve incelenen tüm kayaç tiplerinde bulunmaktadır. Bu çalışmadaki granodiyorit dahil lökogramit ve mikrogranitte bulunan biyotitlerin kimyaları Wones ve Eugster'in (1965) göreceli olarak belirlediği NNO-HM tamponları arasında kalarak (Şekil 15b) yüksek fO_2 'ye işaret etmektedir.

Sadece granodiyoritte bulunan orta yüksek $Fe^{(II)}$ ($Fe^{(II)}+Mg$) ($Fe\#=0.40-0.65$) değerleriyle magnesiyo-hornblend ve ferro-hornblend ile beraberlerindeki manyetit yüksek fO_2 'ye işaret eder (Anderson ve Smith, 1995; Kemp, 2004) (Şekil 15c) ki kayaçtaki hornblend-manyetit-titanit birlikteliği Wones (1989)'a göre bunu destekler.

Jeotermobarometre

Ekecikdağ granitoidinin yerleşim sıcaklık ve basıncını kesin olarak belirlemek, jeotermobarometrik hesaplamalar için uygun mineral birlikteliklerinin sınırlı olması nedeniyle zordur. Ancak, granodiyoritin kuvars, iki-feldispat (K-feldispat ve plajiyoklaz), biyotit, hornblend, Fe-oksit ve titanit mineral toplulukları; hornblend-Al jeobarometresi (Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister vd., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Anderson ve Smith, 1995) ile hornblend-plajiyoklaz jeotermometresinin (Holland ve Blundy, 1994) kullanımına uygundur. Hornblend-Al barometresi felsik sokulumların yerleşim basıncını



Şekil 14. İncelenen feldispatların feldispat üçgen isimlendirme diyagramındaki yerleri (semboller için Şekil 4'e bakınız).

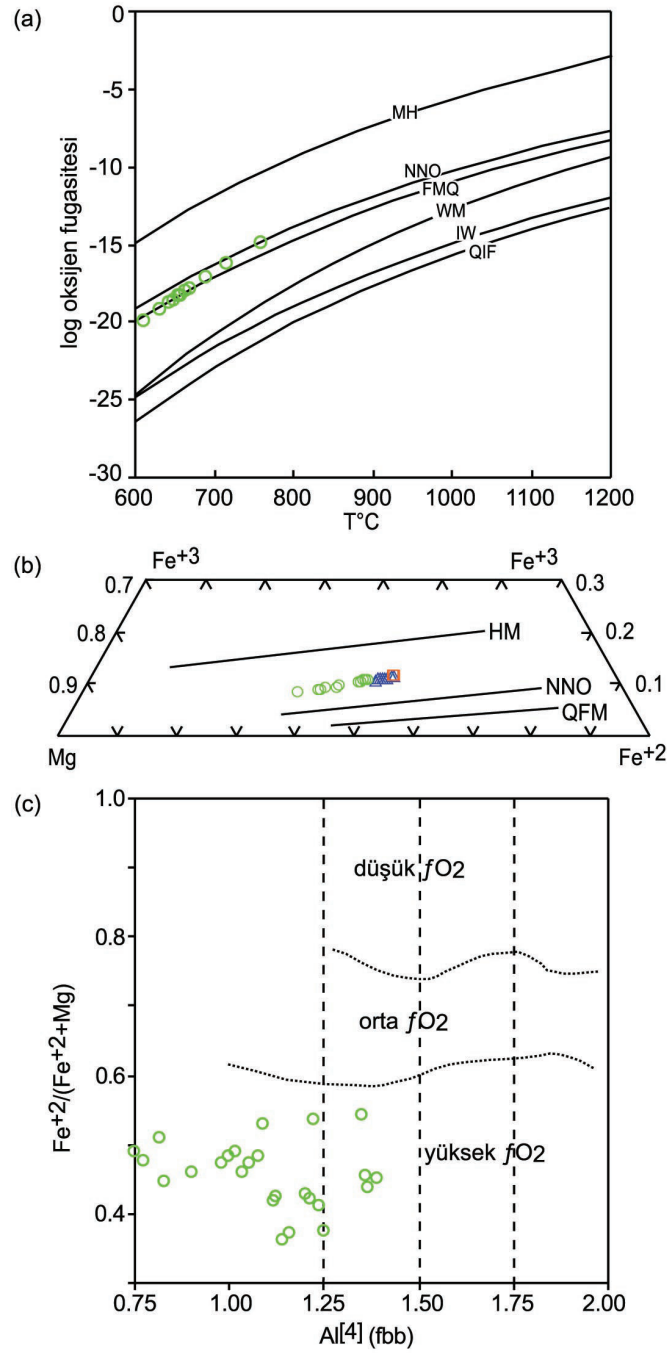
Figure 14. Plots of concerned feldpars in ternary feldspar classification diagram (see Figure 4 for symbols).

belirlemeye yarar. Yukarıda da belirtildiği üzere granodiyoritteki amfiboller kalsik amfibol olup magnesio-ve ferro-hornblend bileşimlerindedir. Çalışılan amfibollerin 23 oksijen ve 13 eCNK baz alınarak hesaplanan $Al^{(6)}$ değerleri 2.0'dan düşüktür ki Hammarstrom ve Zen (1986)'e göre hornblendlerin $Al^{(6)} \leq 2.0$ değerleri genelde sığ derinlik sokulumlarına işaret etmektedir. Ayrıca granitoidlerin sığ sokulumlar olduklarını destekleyen grafik-büyüme gibi dokusal özellikler de bu granitoidlerde göze çarpmaktadır. Dolayısı ile söz konusu granitoidlerin sığ derinlik sokulumları olduğu düşünülmektedir.

Bu çalışmada, hornblend $Al^{(6)}$ değerinin basınç kontrolünde olduğunu kabul eden hornblend-Al barometreleri (Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister vd., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt, 1992) kullanılarak yapılan hesaplamalar benzer sonuçlar vermiştir. Ancak, granodiyorit için 0.0-4.0 kbar arasında elde edilen basınç aralıkları yüksek hata payı vermiştir. Granodiyorit için elde edilen 1 kbar'dan düşük basınç değerleri, kayadaki plajiyoklazların (An_{15-49}) hornblend-Al barometresinin uygulanabilir-

liğine en uygun plajiyoklaz An_{25-35} aralığı (Anderson ve Smith, 1995) dışındaki değerlerinden kaynaklanabilir. Bunun yanısıra, hornblendde düşük Al içeriği de düşük basınç nedeni olabilir.

Hornblend kimyasına dayalı daha sonraki jeobarometrik çalışmalarda hornblend- $Al^{(6)}$ içeriğinin ve dolayısı ile $Al^{(6)}$ 'ye göre hesaplanan basıncın sıcaklık ve oksijen fugasitesi kontrolü altında olduğu ortaya koyulmuş ve sıcaklık kontrollü hornblend-Al barometresi hazırlanmıştır (Anderson ve Smith, 1995). Sıcaklık kontrollü bu barometreyi uygulama koşullarına (amfibol: $Na_A > 0.02$ fbb, $Al^{(6)} < 1.8$ fbb ve $Si = 6.0-7.7$ fbb, plajiyoklaz: $An < 90$; Anderson ve Smith, 1995) bakıldığında, granodiyoritteki Fe-fakir ($Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Fe^{+2}) = 0.22$ ve yüksek fO_2 (Şekil 15c) veren magneziyo-hornblendlerin söz konusu sıcaklık kontrollü hornblend-Al barometresinde uygulanabilir oldukları belirlenmiştir. Bu barometrenin uygulanabilmesi için öncelikle sıcaklık hesaplamalarının yapılması gerekmiş ve bu amaçla bu çalışmada Holland ve Blundy (1994)'nin hornblend-plajiyoklaz termometresi kullanılmıştır. Uygulama öncesi bu termometrenin

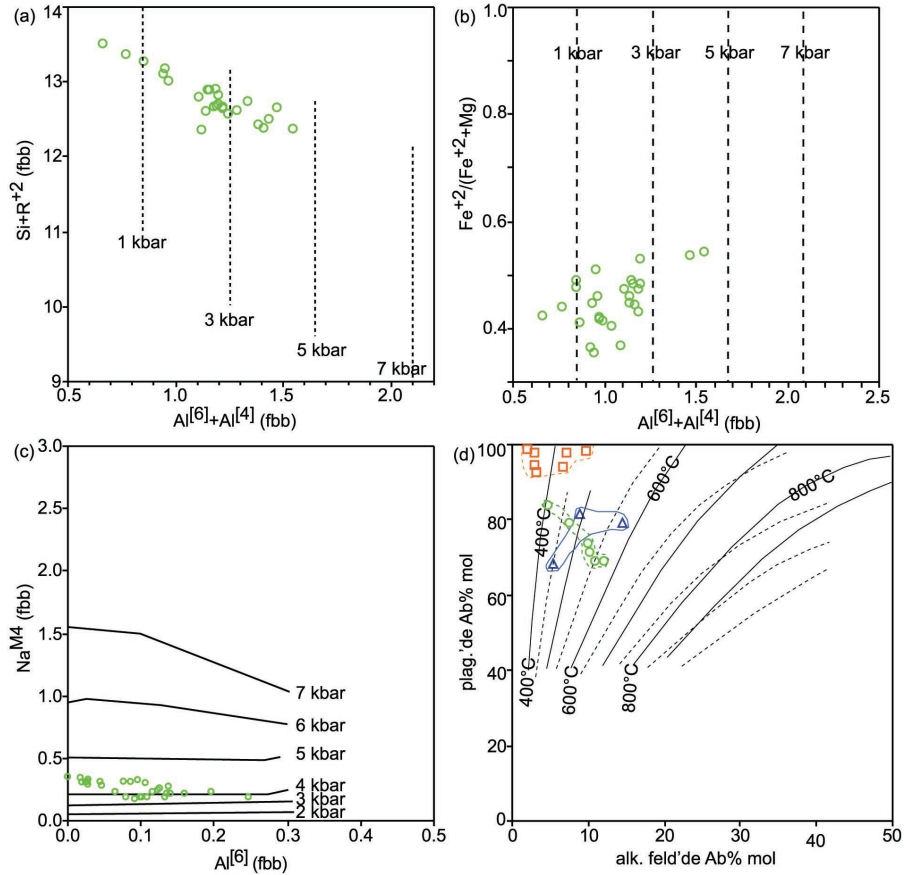


Şekil 15. (a) Sıcaklık - log oksijen fugasitesi diyagramı (MH: manyetit-hematit, NNO: nikel-nikel oksit, FMQ: fayalit-manyetit-kuars, WM: vustit-manyetit, IW: demir-vustit, QIF: kuvars-demir-fayalit; Frost (1991)), (b) Fe^{3+} -Mg- Fe^{2+} üçgen diyagramını kullanarak biyotit kristallenmesi sırasındaki indirgenme (redoks) koşullarının tahmini (QFM: kuvars-fayalit-manyetit, NNO: Ni-NiO, HM: hematit-manyetit; Wones ve Eugster (1965)), (c) Granodiyorit hornblend bileşimlerinin Anderson ve Smith (1995) oksijen fugasitesi tahmini alanlarında dağılımları (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 15. (a) Log oxygen fugacity vs. temperature (MH: magnetite-hematite, NNO: nickel-nickel oxide, FMQ: fayalite-magnetite-quartz, WM: wustite-magnetite, IW: iron-wustite, QIF: quartz-iron-fayalite from Frost (1991)), (b) assumption of redox conditions during crystallization of biotite using Fe^{3+} -Mg- Fe^{2+} triangular diagram (QFM: Quartz-Fayalite-Magnetite, NNO: Ni-NiO, HM: hematite-magnetite from Wones ve Eugster (1965)), (c) plots of granodiorite amphiboles on oxygen fugacity assumption diagram of Anderson ve Smith (1995) (see Figure 4 for symbols).

çalışılan granitoidler için uygulanabilirliği kontrol edilmiştir. Granodiyoritte edenitik ve tremolitik yer değişim mekanizmaları etken olduğundan ve katyon dağılım diyagramlarına göre yaklaşık 0.5 kbar'dan 4 kbar'a değişim gösterdiğinden (Şekil 16a) söz konusu termometrenin edenit-tremolit sistemi için belirlenmiş formülü bu çalışmada kullanılmıştır. Ancak hornblend-plajiyoklaz termometresi de basınca bağlıdır ve bir ön basınç tahmini gerekmektedir. Bu nedenle, sıcaklık kontrollü hornblend-Al barometresinin (Anderson ve Smith, 1995) basınç değerlerinin Schmidt (1992)'in sıcaklık bağımsız hornblend-Al

barometresi ile kalibre edilmiş olması sebebiyle bu çalışmadaki hornblend-plajiyoklaz sıcaklık hesaplamalarında Schmidt (1992)'den elde edilen basınç değerleri kullanılmıştır. Daha sonra bu jeotermometreden elde edilen sıcaklık değerleri Anderson ve Smith (1995)'in sıcaklık kontrollü hornblend-Al barometresinde kullanılmıştır. Basınca ve sıcaklığa bağlı hesaplamalardan en doğru sonucu alabilmek için sabit sıcaklık ve basınç değerlerine ulaşıncaya dek elde edilen değerler kullanılarak hesaplamalar tekrarlanmış yani iterasyon yöntemi uygulanmıştır. Dengedeki hornblend-plajiyoklaz ikililerine (Holland ve Blundy,



Şekil 16. Granodiyoritteki amfibollerin göreceli basınç tahmini veren (a) $Al^{[6]}+Al^{[4]}$ 'e karşı $Si+R^{+2}$ diyagramındaki yerleri (izobarlar Anderson ve Smith (1995)'den alınmıştır), (b) $Al^{[6]}+Al^{[4]}$ 'e karşı $Fe^{+2}/(Mg+Fe^{+2})$ diyagramındaki yerleri (izobarlar Schmidt (1992) kalibrasyonuna göredir ve Anderson ve Smith, (1995)'den alınmıştır), (c) $Al^{[6]}$ 'ya karşı Na^{M4} diyagramındaki yerleri (izobarlar Brown (1977)'dan alınmıştır), (d) granitoidlerin dengedeki feldispat bileşimlerini kullanarak olası dengeleme sıcaklıklarının tahmini (sıcaklık eğrileri sanidin için Stormer (1975) ve mikroklin için Whitney ve Stormer (1977)'den alınmıştır) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 16. Qualitative pressure assumption for granodiorite using amphibole plots (a) $Si+R^{+2}$ againsts $Al^{[6]}+Al^{[4]}$ where isobars from Anderson and Smith (1995)), (b) $Fe^{+2}/(Mg+Fe^{+2})$ againsts $Al^{[6]}+Al^{[4]}$ where isobars from Schmidt (1992; Anderson and Smith, 1995). (c) Na^{M4} againsts $Al^{[6]}$ where isobars from Brown (1977), (d) assumption of equilibrium temperature using two-feldspar thermometer (isotherms for sanidine from Stormer (1975), for microcline from Whitney ve Stormer (1977) (see Figure 4 for symbols).

1994) göre yapılan sıcaklık ve sıcaklık kontrollü hornblend Al-barometresine (Anderson ve Smith, 1995) göre yapılan basınç hesaplamaları, granodiyorit için 615-783°C (718±49°C) ile 1.7-4.7 kbar sıcaklık ve basınç değerlerini vermiştir (Çizelge 5). Bu barometrenin hata payının ±0.5 kbar olduğu dikkate alındığında basıncın <5.2 kbar olduğu kabul edilebilir. Bunun yanısıra, deneştirme yapmak amaçlı nitel yaklaşımlar da (Brown, 1977; Anderson ve Smith, 1995) değerlendirilmiştir. Amfibol $Al^{4+}+Al^{6+}$ 'nın $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ karşısında dağılımına dayalı yarı-kantitatif basınç tahmini (Anderson ve Smith 1995) yukarıda verilen basınç değerlerini desteklemektedir (Şekil 16b). Granodiyorit amfibolü düşük krosit ($Na^{M4}<0,36$) içeriyle Brown (1977)'un nitel grafiksel barometresinde 3-4.5 kbar arasında dağılıma işaret etmektedir (Şekil 16c). Bu nitel ve nicel barometre verileri deneştirildiğinde granitoidin sokulum basıncının 3-4.5 kbar arasında olduğu söylenebilir. Hesaplanan basınç değerleri ortalama kabuksal yoğunluk 2.65 g/cm³ ve 3.3 km derinlikle 1 kbar basınç artışı dikkate alınarak yerleşim derinliğinin belirlenmesinde kullanılmıştır. Elde edilen basınç değerleri granodiyorit için 10-16 km sokulum derinliğini vermiştir. Granodiyorit için elde edilen basınç aralığı ve dolayısıyla derinlik oldukça geniştir ve bu durum granitoyitte yoğun miktarda alkali-feldispat fenokristlerinin varlığı ile açıklanabilir. Granitoyitte gözlenen porfiri doku iki farklı çekirdeklenme hızına, dolayısı ile karışık soğuma ve derinlik geçişine (basınca) işaret etmektedir (Zen, 1989).

Mikrogranit ve lökograditte hornblend mineralinin olmayışı nedeniyle hornblend barometresi ve uygun biyotit barometrik hesaplama denklemi olmadığından bu granitoidler için basınç hesaplamaları yapılamamıştır. Ancak, bu tip genç S-tipi granitlerde muskovit ve kuvarsın yanyana dengede olduğu (mikrogranit ve lökogradit örneklerinde olduğu gibi) ve bunun da ≥ 10 km'lik yerleşim derinliğini gerektirdiği gözönüne alınarak (minimum ıslak granit solidusu ile muskovit + kuvars üst sıcaklık sınırını temsil eden tepkimenin keşişim noktası: ~3.3 kbar, ~10.9km; Thompson, 1974; Chatterjee ve Johannes, 1974), bu kayaçlar için ≥ 10 km'lik yerleşim derinliği önerilebilir.

Granodiyorit için hornblend-plajiyoklaz termometresinden (Holland ve Blundy, 1994) elde edilen sıcaklık değerlerinin yanısıra Anderson (1996)'nin hornblend Ti-termometresi 613-799°C (677±48°C) sıcaklık vermiştir. Yine granodiyorit için, Ridolfi vd. (2010)'nin kalk-alkalen volkanik kayaçlarla kimyasal dengede olan kalsik amfibollerini kullanarak hazırladığı denkle-

me göre yapılan hesaplamalar diğer metodlara göre kısmen yüksek sıcaklık (721-818°C, 769±31°C) vermiştir. Bunun yanısıra Harris vd. (1999) tarafından biyotitin Ti içeriğine bağlı olarak hazırladığı sıcaklık hesaplamasına göre granodiyorit için 439-615°C (535±51°C), lökogradit için 456-482°C (469±9°C) ve mikrogranit için 427-648°C (523±83°C) sıcaklık değerleri elde edilmiştir. Bu termometrik değerlendirmelerin yanısıra, yavaş soğuyan sokulum kayaçlarının sıcaklığına bir yaklaşımda bulunabilmek için iki feldispat jeotermometresi de kullanılabilir (Whitney ve Stormer, 1977; Haselton vd., 1983; Benisek vd., 2004). Bu model, alkali-feldispatın orta yapısal durumunda dahi dengelendiği koşullarda alkali-feldspar ve plajiyoklazın dengelenme sıcaklığının tahminine olanak sağlar. Ekecikdağ granitoidindeki plajiyoklazlar K-fakir iken alkali-feldispatlar da Ca-fakirdir (Şekil 14). Bu özellik çalışılan kayaçlarda, albitik içeriğin birarada bulunan plajiyoklaz ve alkali-feldispat arasında dağılımına bağlı iki feldispat termometresinin (Haselton vd., 1983) uygulanabilirliği bakımından oldukça önemlidir. Benisek vd. (2004)'in iki feldispat termometresi kullanılarak yapılan nicel hesaplamalar 427-577°C arasında sıcaklık (granodiyorit: 464-577°C mikrogranit: 464-565°C lökogradit: 427-524°C) vermiştir. Sıcaklık eğrileri (Stormer, 1975; Whitney ve Stormer, 1977) kullanılarak yapılan nitel iki feldispat termometrik yaklaşımı da nicel olarak elde edilen sıcaklık değerlerini desteklemiştir (granodiyorit: 400-550°C, mikrogranit: 450-550°C, lökogradit: 350-450°C) (Şekil 16d).

TARTIŞMA

Magma Odası Kristallenme Şartları

Granitoid yerleşimiyle oluşan kontak metamorfik alanlardaki mineral toplulukları magmanın sokulum sıcaklık basınç koşulları hakkında termobarometrik bulguyu verebilir. Ancak metamorfik kayaçlar veya indeks mineralleri tesbit edilemeyebilir. Bu durumda, magma son yerleşim basıncı/derinliğini belirlemenin en iyi yolu granitoidlerin minerallerini kullanmak olacaktır. Çünkü, magmatik kayaçta bulunan birincil minerallerin kimyasal içerikleri ve dengedeki mineral toplulukları; magmanın jeokimyası, jenezisi, oluşum süreçleri ve kristallenme sırasındaki fiziko-kimyasal koşullarla yakından ilgilidir (Abbott, 1985). Bu bağlamda, Ekecikdağ granitoidlerini oluşturan magma(lar)nın yerleşim basıncı, kristallenme sıcaklığı

Çizelge 5. Ekecikdağ Magmatik Birliği granitoidlerinin yerleşim koşulları.

Table 5. Emplacement conditions for the granitoids of the Ekecikdağ Igneous Association.

| | Sıcaklık | Basınç | Oksijen Fugasitesi |
|---------------------|---------------|------------------|------------------------|
| granodiyorit | 615-783°C (1) | 0.0-4.0 kbar (6) | (-20)-(-15) (9) |
| | 613-799°C (2) | 1.7-4.7 kbar (7) | HM-FMQ tamponları (11) |
| | 721-818°C (3) | 3-4.5 kbar (8) | NNO-HM tamponları (12) |
| | 439-615°C (4) | | |
| | 464-577°C (5) | | |
| mikrogranit | 427-648°C (4) | ~3.5 kbar (9) | NNO-HM tamponları (12) |
| | 464-565°C (5) | | |
| lökogranit | 456-482°C (4) | ~3.5 kbar (9) | NNO-HM tamponları (12) |
| | 427-524°C (5) | | |

(1) hornblend-plajiyoklaz: Holland ve Blundy (1994), (2) hornblend-Ti: Anderson (1996), (2) hornblend: Ridolfi vd. (2010), (4) biyotit-Ti: Harris vd. (1999), (5) iki-feldispat: Benisek vd. (2004), (6) hornblend-Al: Hammarstrom ve Zen (1986), Hollister vd. (1987), Johnson ve Rutherford (1989), Schmidt (1992), (7) hornblend-Al: Anderson ve Smith (1995), (8) hornblend-Na^{M4}: Brown (1977), (9) muskovit-kuvars: Thompson (1974), Chatterjee ve Johannes (1974), bölge jeolojisi: Whitney vd. (2003), (10) titanit-manyetit-kuvars: Wones (1989), (11) Sıcaklık - log fO₂: Frost (1991), (12) biyotit: Wones ve Eugster (1965).

ğı, oksijen fugasitesi gibi parametrelerine, belli mineral ve mineral topluluklarını kullanarak nitel ve nicel yaklaşımlarda bulunulmuş, petrografik ve jeolojik özellikler ile birlikte tartışılmıştır.

Yavaş soğuma nedeniyle granitik magmaların orijinal oksijen fugasitesi belirlenemediğinden sadece göreceli yaklaşımlar ve hesaplamalarda bulunabilir (Haggerty, 1976; Wones, 1989; Anderson ve Smith, 1995; Kemp, 2004). Ekecikdağ kayaçlarının tümünde belirlenen tek opak mineral özşekilli saf manyetittir ve erken faz kristallenme ürünü olması magmanın kısmen yüksek oksijen fugasitesine (fO_2) sahip olduğuna işaret eder (Enami vd., 1993). Sadece granodiyoritte bulunan magneziyo-hornblend ve beraberindeki manyetit yüksek fO_2 'yi desteklemektedir (Anderson ve Smith, 1995; Kemp, 2004) (Şekil 15a) ki kayaçtaki titanit-manyetit-kuvars birlikteliğine dayalı Wones (1989) nicel hesaplamasından elde edilen değerler (-20 ve -15 : HM (hematit-manyetit) ve FMQ (fayalit-manyetit-kuvars)) bunu desteklemektedir. Kırşehir civarındaki OAG'nden Wones (1989) eşitliği kullanılarak yapılan hesaplamalarda HM-FMQ tamponları arasını vermiş (İlbeyli, 2005) olup bu çalışmadan elde edilenlerle uyumludur.

Mikrogranit ve lökogranitte hornblend bulunmadığından bu minerale bağlı metod uygulanamamış ve tüm

kayaç tiplerinde var olan biyotit kullanılarak nitel bir yaklaşımda bulunulmuştur. Biyotit kimyası kayaçların tümünde NNO-HM tamponları arasında kalarak (Wones ve Eugster, 1965) (Şekil 15b) yüksek fO_2 'ye işaret etmiştir. Oksijen fugasitesi sıcaklıkla doğru orantılı olarak azalmaktadır (Şekil 15a). Düşen sıcaklıkla azalma gösteren oksijen fugasitesinin soğuma sırasında yeniden dengelenmeye işaret ettiği önerilmiştir (İlbeyli, 2005).

Granodiyoritin mineral içeriği (kuvars, K-feldispat, plajiyoklaz, biyotit, hornblend, Fe-oksit, titanit) hornblend-Al jeobarometresi (Hammarstrom ve Zen, 1986; Hollister vd., 1987; Johnson ve Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Anderson ve Smith, 1995) ve hornblend-plajiyoklaz jeotermometresinin (Holland ve Blundy, 1994) kullanımına olanak sağlamıştır. Granodiyorit için 1.7-4.7 kbar arasında basınç aralığı elde edilmiştir. Bu barometrenin hata payının ± 0.5 kbar olduğu dikkate alınarak basıncın < 5.2 kbar olduğu kabul edilmiştir. Bunun yanı sıra, deneştirme amaçlı yapılan nitel yaklaşımlarda (Brown, 1977; Anderson ve Smith, 1995) elde edilen değerleri desteklemiştir (Şekil 16b,c). Amfibolün düşük krosit ($Na^{M4} < 0.36$) içeriyle Brown (1977)'un nitel grafiksel barometresinde 3-4.5 kbar arasında dağılıma işaret etmiştir (Şekil 16c). Bu nitel ve nicel barometre verileri deneştirilerek granodiyoritin yerleşim basıncı 3-4.5 kbar arasına

sınırlandırılmıştır. Çalışma alanında bu basınç değerlerini destekleyebilecek jeolojik bulgu bulunamamıştır. Ancak literatürde bu hornblend Al-barometresini kullanarak granitoidler için hesaplanan basınç değerlerinin jeolojik özellikler ve eş-sokulum metamorfik birliklerinden elde edilen basınç ile uyumlu olduklarını belirleyen çalışmalar vardır (Ague, 1997; Barnes and Prestwick, 2000; Moazzen ve Droop, 2004). Bunun yanı sıra, bu çalışmadaki I-tipi granodiyorit için elde edilen yerleşim basıncı Orta Anadolu'daki diğer I-tipi granitoidler için saptanan basınç değerleriyle (Yozgat: 2-4 kbar (Boztuğ vd., 2007a); Kırşehir (Kaman): 2-5 kbar (Otlu vd., 2001), 2.6-5.5 kbar (İlbeyli, 2005)) uyumludur. Hesaplanan basınç değerleri, ortalama kabuksal yoğunluk 2.65 g/cm^3 ve 3.3 km derinlikle 1 kbar basınç artışı dikkate alınarak yerleşim derinliğinin 10-15 km olduğu önerilmektedir. Granitik bir kayadaki porfiri doku iki farklı çekirdeklenme hızına dolayısı ile karışık soğuma ve derinlik geçişine (basınca) işaret ettiğinden (Zen, 1989) Ekecikdağ granodiyoritindeki alkali-feldispat fenokristleri geniş basınç ve derinlik aralığı açıklamaktadır. Granodiyoritte sulu mafik mineral (hornblend, biyotit), titanit ve apatit bulunması magmanın yüksek su ve uçucu içeriğine işaret etmektedir ki bu içerikteki yüksek sıcaklıklı magma tümüyle kristallenmeden kıtasal kabuğun sığ derinliklerine kadar yükselir (Helmy vd., 2004). Bunun yanı sıra Orta Anadolu'daki gerilmeyle üst kabuğun sıyrılması magma yerleşiminin orta-sığ derinlikte gerçekleşmesini açıklamaktadır (Whitney vd., 2003).

Mikrogranit ve lökograditte uygun mineral ve/veya mineral topluluğu olmaması nedeniyle barometrik hesaplama yapılamamıştır. Ancak, bu granitoidlerin dengedeki muskovit ve kuvars içerikleri dikkate alınarak yerleşim basıncının >3.3 kbar ve derinliğinin ise ≥ 10 olduğu söylenebilir. Çünkü bu tip genç S-tipi granitlerde bulunan dengedeki muskovit + kuvars ikilisinin üst sıcaklık sınırını temsil eden tepkimeyle minimum ıslak granit solidusu kesişim noktası ~ 3.3 kbar basınç ve ~ 10.9 km derinlikte olmaktadır (Thompson, 1974; Chatterjee ve Johannes, 1974). Bunun yanı sıra, Orta Anadolu'da S-tipi granitik magma; yüksek sıcaklık orta kıtasal kabuk meta-sedimenter kayaların basınç azalmasıyla 12 km'den sığ derinlikte kısmi ergimesiyle oluştuğu kabul edilmektedir (Üçkapılı granitoid: Whitney vd., 2003). Bu bilgi de dikkate alındığında mikrogranit ve lökograditin yerleşim derinliği 11-12 km arasına sınırlandırılabilir. S-tipi granitik magmanın oluşum yerinden çok fazla yükselmeden yerleştiği söylenebilir.

Su doygun magmatik sistemlerde solidus sıcaklıkları iyi bilindiğinden, hornblend-biyotit±muskovit bulunan Ekecikdağ granitik kayalarında minerallerin su doygun solidusta dengeye ulaştıkları düşünülerek magmanın kristallenme sıcaklığı tahmin edilebilir. Basıncın >3 kbar olduğu durumda su doygun granitin solidusu $650-675^\circ\text{C}$ izotermindedir (Wyllie, 1984). Ancak granitoidlerden yapılan termobarometrik değerlendirmeler, minerallerin solidus üzerinde korunması veya buhar doymamış koşullar nedeniyle çoğunlukla $>700^\circ\text{C}$ verdiğini göstermektedir (Anderson ve Smith, 1995). Ekecikdağ granitoidindeki mineral birliktelikleri düşünülerek farklı termometrik yaklaşımlar kullanılmış ve makul bir kristallenme sıcaklığı elde edilmeye çalışılmıştır. Granodiyorit için hornblend-plajiyoklaz (Holland ve Blundy, 1994), hornblend-Ti (Anderson, 1996) termometrik hesaplamaları sırasıyla $615-783^\circ\text{C}$ ($718 \pm 49^\circ\text{C}$) ve $613-799^\circ\text{C}$ ($677 \pm 48^\circ\text{C}$) değerlerini vermiştir. Bunlara ek olarak, kalk-alkalen volkanik kayalarla kimyasal dengede olan kalsik amfiboller kullanılarak hazırlanan denklem (Ridolfi vd., 2010) ile kısmen yüksek ($721-818^\circ\text{C}$, $769 \pm 31^\circ\text{C}$) sıcaklık değerleri bulunmuştur. Hornblend temelli termometrik hesaplamaların yanı sıra biyotit-Ti termometresi (Harris vd., 1999) de kullanılmıştır. Biyotitin kayaç tiplerinin tümünde bulunması granodiyoritle birlikte mikrogranit ve lökogradin içinde bir yaklaşımda bulunulmasına olanak sağlamıştır. Buna göre; granodiyorit için $439-615^\circ\text{C}$ ($535 \pm 51^\circ\text{C}$), mikrogranit için $427-648^\circ\text{C}$ ($523 \pm 83^\circ\text{C}$) ve lökogradin için $456-482^\circ\text{C}$ ($469 \pm 9^\circ\text{C}$) sıcaklık değerleri elde edilmiştir. Yine tüm kayaç tiplerinde bulunan dengedeki plajiyoklaz-alkali-feldispat mineral verileriyle iki feldispat termometresi (Benisek vd., 2004) uygulanmış ve granodiyorit için $464-577^\circ\text{C}$, mikrogranit için $464-565^\circ\text{C}$, lökogradin için ise $427-524^\circ\text{C}$ değerleri elde edilmiştir. Feldispatların albitik ve anortitik içeriklerini Stormer (1975), Whitney ve Stormer (1977)'in iki-feldispat grafiğinde belirledikleri sıcaklık eğrileriyle karşılaştırarak yapılan nitel yaklaşım bu nicel değerleri desteklemiştir (Şekil 16d).

Denge koşulundaki hornblend-plajiyoklaz ve iki feldispata göre yapılan termometrik hesaplamalardan çıkan sonuçlar tek minerale bağlı sonuçlardan daha sağlıklı kabul edilebilir. Ancak bu çalışmada, kullanılan termometrelerin tümünün uygun olduğu granodiyorit için biyotit-Ti ve iki feldispat termometreleri (sırasıyla $427-648^\circ$ ve $427-565^\circ\text{C}$) kısmen uyumlu değerler verirken hornblend-plajiyoklaz ve hornblend-Ti termometreleri daha yüksek ve geniş sıcaklık aralığı

(612-799°C) vermiştir. Hornblend-plajiyoklaz gibi termometrelerin verdiği solidus sıcaklığı genelde >700°C'dir (Anderson, 1996). Hornblend-plajiyoklaz termometresi ile elde edilen sıcaklığın solidus sıcaklığından (~700°C) daha düşük olması sub-solidus yeniden dengelenmeyi gösterir (Moazzen ve Droop, 2004). Bununla birlikte, feldispatların çoğunlukla sub-solidus yeniden dengelenmenin etkisinde kalabildiklerinden iki-feldispat termometresi kristallenme sıcaklığını vermez (Anderson, 1996). Sonuç olarak biyotit-Ti ve iki-feldispat termometrelerinden düşük sıcaklık değerleri feldispatların soğuma sırasında sub-solidus kristal içi değişim ile yeniden dengelenmelerini göstermektedir. Ayrıca, magmatik değerlerden sub-solidus değerlere geniş bir aralık veren amfibol-plajiyoklaz termometresi de yavaş soğuyan kayalarda geç evrede yeniden dengelenmenin varlığına işaret etmektedir. Kırşehir civarında yüzeylenen granitoidlerden yapılan jeotermometrik (hornblend-plajiyoklaz: 698-853°C, iki feldispat: 485-742°C) değerlendirmeler de OAGnde sub-solidus yeniden dengelenmenin var olduğunu göstermiştir (İlbeyli, 2005). Kırşehir bölgesi granitoidlerinde yapılan diğer çalışmalarda solidus sıcaklığın altında değerler vermiştir (600-680°C: Otlu vd., 2001; 590-695°C: Boztaş vd., 2008).

Petrojenez

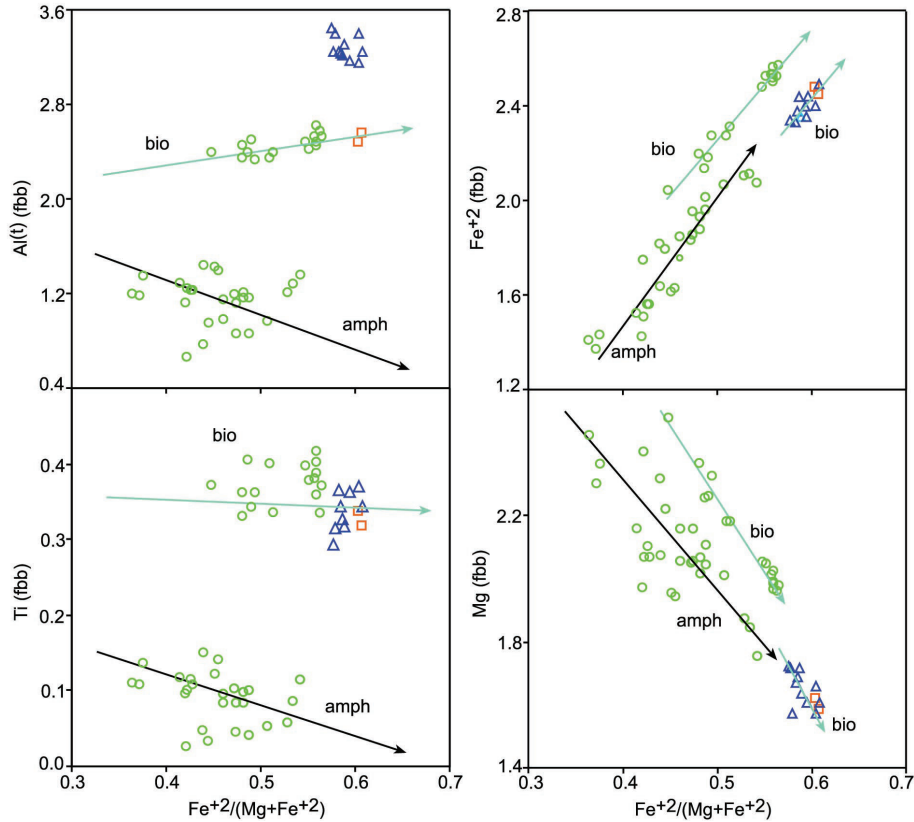
Bu çalışmada incelenen üç kayaç tipi de, tüm-kayaç elementel veriye göre sub-alkalen ve yüksek-K kalk-alkalen özellikler sunmaktadır. Magmanın karakteri hakkında bilgi veren minerallerin kimyasal davranışları (amfibol: K^A-Al^{IV} (Ridolfi ve Renzulle, 2012); biyotit: $FeO_{(t)}-MgO$, $FeO_{(t)}-Al_2O_3$, $MgO-Al_2O_3$, $MgO-FeO_{(t)}-Al_2O_3$ (Abdel-Fattah, 1994, 1996)) da granitoidlerin kalk-alkalen karakterlerini desteklemektedir. Granodiyorit A/CNK<1.1 ile metalüminalından peralüminaliya geçiş göstermekte olup hornblend ve tita nit içermeyle I-tipi granitoid (Chappell vd., 1987) özellikleri göstermektedir. Biyotit kimyasına göre peralüminal karakteri olan mikrogranitin bu özelliği A/CNK > 1.1 oranıyla desteklenmiş olup bu kayaç Chappell ve White (1974) sınıflamasına göre S-tipi granitoidlerin özelliğine uyum sağlamaktadır. 1.1'in altındaki A/CNK oranlarıyla zayıf peralüminal özellik sunan lökogradit ise CIPW normatif korundum > 1.0 ile Chappell ve White (2001)'e göre S-tipidir. Lökograditin düşük A/CNK değerleri yoğun ortoklaz varlığı ve plajiyoklazların albitik bileşimde olması ile açıklanabilir. Mikrogranit ve lökograditin S-tipi karakter-

lerini, kayalarda hornblend olmaması ve iki mikali (biyotit - birincil muskovit) olmaları desteklemektedir.

Biyotit ve amfibol bileşimindeki katyonların (Al^{IV} , Ti, Fe ve Mg) değişimi kayaların türedikleri magmanın evrimi hakkında bilgi verebilmektedir (Slaby ve Martin, 2008) ki bu değişimler özellikle de biyotitin incelenen üç granitoidde de bulunması nedeniyle çok önemlidir. Granodiyorit ve lökograditteki biyotit katyonlarının Mg'ye karşı davranışları kayaların farklı sistemlere ait olduklarına işaret etmektedir (Şekil 12). İlk bakışta granodiyoritten lökogradite hafif artan Al^{IV} (fbb) gözlenmekte iken mikrogranit biyotitleri diğerlerine göre oldukça yüksek Al^{IV} içeriği ile karakterize olmaktadır. Bunun yanı sıra, değişen Fe^{IV} 'ye ve hatta Mg'ye karşı hemen hemen sabit Ti değerleri farklı granitoidlerin birbirleriyle magmatik fraksiyonlaşma ilişkisi göstermediklerinin göstergesidir (Şekil 12). Çünkü biyotit ve amfibolde Mg#'ye karşı Ti içeriğinin düşmesi fraksiyonel kristallenme yoluyla magma farklılaşmasından kaynaklanmaktadır (Slaby ve Martin, 2008).

Kayalardaki biyotit katyonlarının $Fe\#$ 'ye karşı davranışları ve farklılaşma eğrileri kayaların kökensel farklılıklarını sunduklarını göstermektedir (Şekil 17). Sadece granodiyoritte gözlenen amfibollerin de biyotitte olduğu gibi farklılaşma gösteren $Fe\#$ değerlerine sahip oldukları görülmektedir (Şekil 17). Aynı şekilde $Fe\#$ 'sına karşı Al^{IV} ve Ti (fbb) dağılımlarına bakıldığında, amfibollerin değişken Ti ve Al^{IV} (fbb) değerler gösterdikleri söylenebilir ki yukarıda bahsedildiği üzere iki grup amfibolün varlığına işaret edebilir. Amfibollerde gözlenen bu tür element yer değişim mekanizmaları granodiyoritte farklı magma kaynaklarının karışımına, dolayısıyla hibritleşmeye işaret edebilir ki (Toksoy-Köksal vd., 2009b) (Şekil 17) saha ve petrografik gözlemlerle granodiyoritte saptanan bol miktardaki hornblend ve plajiyoklaz içeren, mafik mikrogranüler anklavların (MMA) varlığı, felsik ve mafik magmaların eş zamanlı olarak karışımını, etkileşimini ve birlikte katılmış oldukları fikrini destekler (Barbarin ve Didier, 1992). Granodiyoritteki amfibole benzer şekilde biyotit ve plajiyoklazda belirlenen bileşimsel farklılıktan kaynaklanan iki grubun da yine magma kökeninde karışım / hibritleşmeye işaret ettikleri (Toksoy-Köksal vd., 2009b) saptanmıştır.

Amfibol ve biyotitin katyonik davranışlarını destekler şekilde, tüm-kayaç elementel değişim diyagramlarında da lökogradit, mikrogranit ve granodiyorit farklı eğilimler verdikleri görülmektedir (Şekil 6) ve kayaç-



Şekil 17. Amfibol ve biyotit katyonlarının $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ 'ye karşı değişimi (amph: amfibol, bio: biyotit) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 17. Plots of cations against $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ for amphibole and biotite (amph: amphibole, bio: biotite) (see Figure 4 for symbols).

ların farklı kökenlere sahip olduklarını akla getirmektedir. Granitoidlerin çoklu iz element değişim diyagramlarında ve NTE karşılaştırmalarında farklı özellikler saptanmıştır ki bu da granitoidler arasındaki kökenel farklılığı desteklemektedir. Lökogranit örnekleri hem hafif NTE'lerde ($La_N=35.02-81.43$) hem de ağır NTE'lerde ($Yb_N=14.16-31.68$) diğer kayalara göre değişken olup, hafif NTE'ce düşük ağır NTE'ce yüksek değerler sunmaktadır. $(La/Yb)_N$ oranları (granodiyorit: 7.76-24.42; mikrogranit: 8.63-13.47; lökogranit: 1.76-3.13) granodiyorit ve mikrogranitte daha yüksek NTE fraksiyonlaşmasına ve magma kaynağında granatın (Hauri vd., 1994; Petermann vd., 2003) ve/veya hornblendin varlığına (Tiepolo ve Tribuzio, 2008; Reichardt ve Weinberg, 2012) işaret etmektedir. Bu da magma kaynağının granat-lerzolitik manto veya granatlı / hornblendli alt kıtasal kabuk olduğunu akla getirmektedir. Bunun yanısıra, 7.76'dan 24.42'ye geniş aralıkta değişen $(La/Yb)_N$ granodiyoritin kökeninde hibritleşmenin göstergesi olabilir.

Evropiyum anomalileri mikrogranit için $[Eu/Eu^*]_N=0.63-0.78$, granodiyorit için $[Eu/Eu^*]_N=0.52-0.74$ ve lökogranit için ise $([Eu/Eu^*]_N=0.09-0.21)$ şeklindedir. Lökogranit en belirgin Eu-negatif anomalisini gösterirken, granodiyorit de mikrogranite göre belirgin negatif Eu-anomalisi göstermektedir. Negatif Eu-anomalisi lökogranitte daha etkin olmak üzere tüm granitoidlerde plajiyoklaz fraksiyonlaşmasını önermektedir (Şekil 7).

Mikrogranitteki biyotitin düşük Si içeriğine karşın yüksek Al içermesi Shabani vd. (2003)'ne göre alüminyumca zengin kabuksal malzemeden katılıma işaret etmektedir. Bunun yanısıra, peralümina karakterli mikrogranitte muskovitle birlikte bulunan biyotitlerin oldukça yüksek Al^{IV} içeriği (2.81-3.09 fbb) ve düşük $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Mg#) (0.39-0.43 fbb) değerleri Kemp (2004)'e göre meta-sedimenter kabuksal kıta kısmi ergimesiyle oluşan magmayı işaret etmektedir (Şekil 18). Düşük Mg# (0.39-0.40 fbb) ve kısmen düşük Al^{IV} (2.42-2.50 fbb) değerleriyle meta-

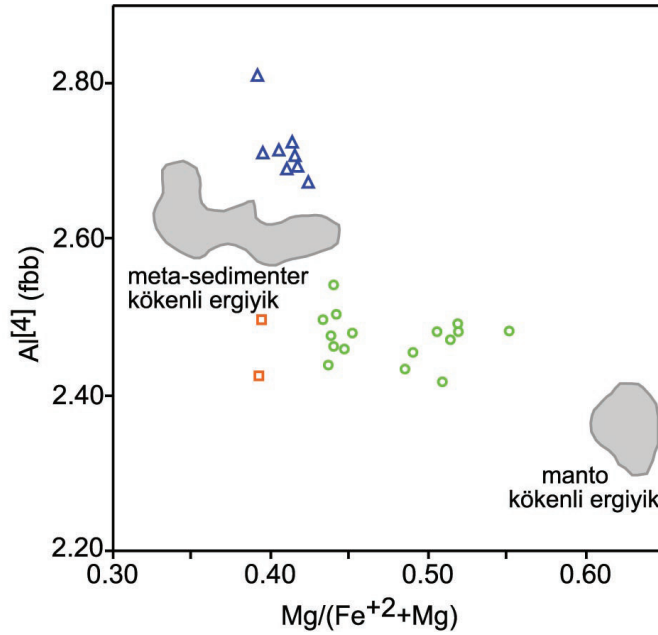
sedimenter ergiyik alanına yakın olan lökograditteki muskovit birliktelikli biyotitlerin ise meta-sedimenter katkılı kıtasal kabuk kökenine işaret ettikleri düşünülmektedir (Şekil 18). Hibritik karakterli granodiyorit biyotitleri orta değerlerdeki $Al^{[4]}$ (2.42-2.54 fbb) ve kısmen yüksek Mg# (0.43-0.55) değerleriyle manto kaynaklı magma ürünü granitoid biyotitlerine ($Al^{[4]}=2.3-2.4$ fbb ve $Mg\#>0.60$) yakın olmakla birlikte farklılık göstermektedir (Şekil 18). Şekil 18'de de görüldüğü üzere granodiyorit biyotitleri manto kökenli ergiyik ile meta-sedimenter ergiyik karışım eğrisinin dışında kalmaktadır. Bu da kaynak kayanın tek başına manto olamayacağını düşündürmektedir. Aksine sığ manto kaynaklı ergiyiğin kabuksal kaynaklı ergiyikle karışması granodiyorit biyotitlerinin daha düşük Mg# ve yüksek $Al^{[4]}$ değerlere sahip olmasına yol açmış olabilir. Bununla birlikte, tüm-kayaç element jeokimyasının da kaynakta granat / hornblend birikmesini işaret ettiği dikkate alındığında sığ manto kaynak kayasının yanısıra granatlı kabuksal meta-magmatik kayaçlar da hibritleşmiş bu granodiyoritik magmanın kaynağı olarak önerilebilir. Granodiyorit kökeninde farklı kaynakların etkin olabileceği bu bileşenlerin de mantonun(?) yanısıra meta-magmatik ve meta-sedimenterden oluşan kabuksal malzeme olabileceği düşünülebilir. Sr-Nd izotop verileri de az miktarda manto katkılı kıtasal kabuk kaynağına işaret etmektedir (Toksoy-Köksal vd., 2009a). Bunun yanısıra, Toksoy-Köksal vd. (2009a)'de verilen zirkon Lu-Hf verileri ($\epsilon_{Hf}^{(t)}$: [-1.3±0.5] - [-8.8±0.5] aralığı) de kıtasal kabuk değerleriyle eşleşmektedir. Köksal vd. (2012, 2013)'de OAKK granitoidlerin kıtasal kabuk baskın kaynak özelliklerine dikkat çekmiştir. Granitik magma orta kıtasal kabuk meta-sedimenter kayaçların ~750°C'de dehidrasyon kısmi ergimesiyle oluşabilmektedir (Harris ve Massey, 1994).

Granodiyorit I-tipi özelliği meta-magmatik kabuğun ergimesini (Chappell vd., 1987) ve mikrogranit ile lökograditin S-tipi karakteri ise meta-sedimenter kaynak kayanın ergimesini (Chappell ve White, 1974) önermektedir. Ancak tüm veriler toplu olarak değerlendirildiğinde EMB granitoidlerini S- ve I-tipi granitler olarak sınıflamanın petrolojik açıdan tam olarak doğruyu yansıtmayacağı düşünülmektedir. Çünkü çoğunlukla I-tipi özellikler gösteren granodiyoritte kıtasal kabuk katkısı çok yüksek gözükürken, S-tipi özelliklere sahip lökogradit ve hatta mikrogranitte manto katkısının(?) da varlığı görülmektedir. Bu nedenle Gray (1984), Keay vd. (1997), Chen vd. (2016) gibi araştırmacıların da önerdiği gibi hem S-, hem

de I-tipi Ekecikdağ granitoidlerinin manto-kıtasal kabuk katkılı heterojen bir kaynaktan türediği savı önerilebilir. Zaten son yıllarda yapılan çalışmalarda, S-tipi granitlerin kaynaklarında mantodan türemiş magmanın bulunabildiği gibi (Maas vd., 2001), I-tipi granitoidlerin de kabuksal sedimenter malzemenin manto-benzeri magma ile tekrar çalışması ile (Kemp vd., 2007) oluşabileceği ortaya konulmuştur. Sonuç olarak, Ekecikdağ bölgesindeki granitoidleri, kıtasal kabuk baskın kökenli ancak kaynağında granodiyoritte en fazla ve mikrogranitte en az olmak üzere manto katkısı(?) da içeren kayaçlar olarak nitelemek kabul edilebilir görülmektedir.

Chen vd. (2016) tarafından önerildiği üzere I-tipi granitik kayaçların kökeninde felsik-ortaç magmatik - metamorfik - sedimenter kayaç karışımı kabuksal malzeme rol oynayabilir. Bu nedenle, özellikle granodiyorit kökeninde diğer granitoidlere göre daha baskın görünen mafik magma kaynağı manto veya meta-magmatik kabuksal malzeme olabileceği gibi ikisinin karışımını da karakterize edebilir.

Yukarıda bahsedildiği üzere, Orta Anadolu'da pek çok çarpışma ve çarpışma sonrası gerilmeli ortamda gelişen granitoid vardır ve temeli oluşturan metamorfikleri ve ofiyolitik birimleri kesmektedirler. Şistik ve gnaysik meta-sedimenter kayaçlar yüksek sıcaklık orta basınç koşullarında (maksimum 700-770°C / 6-8 kbar) üst amfibolit fasiyesinde maksimum 20-26 km derinlikte (Whitney vd., 2001; Lefebvre vd., 2015) 84.1±0.8 Ma önce (Whitney ve Hamilton, 2004) metamorfizmaya uğramışlardır. Amfibolit fasiyesindeki bu metamorfizmayı düşük basınç (3-4 kbar) orta-yüksek sıcaklık (550-700°C) yeşilşist fasiyesine gerileyen metamorfizma takip etmiştir (Whitney vd., 2001, 2003; Lefebvre vd., 2015). Basınç azalmasına bağlı gelişen gerileyen metamorfizmaya S-tipi granit sokulumu eşlik etmiştir (Whitney vd., 2001, 2003; Lefebvre vd., 2011, 2015). Meta-sedimenter birimlerden migmatit ve beraberindeki granitlerden yapılan çalışmalar, bu granitik magmanın orta kıtasal kabuk meta-sedimenter kayaçların yüksek sıcaklık bölgesel metamorfizması sırasında ve/veya basınç azalmaya (<12 km) başladığında kısmi ergime gerçekleştiğini, ancak gerilmeli sistemde uzun süreli ergime ve yüksek sıcaklık metamorfizmasının devam etmediğini göstermiştir (Üçkapılı granitoid: Whitney vd., 2003). Ergime, halihazırda sıcak olan temelin gerilmesini ve metasomatizmaya uğramış mantoda basınç azalmasını (dekompresiyon) tetiklemiştir (Boztaş vd., 2009; İlbeyli, 2005; Köksal vd., 2013). Litosferik delaminas-



Şekil 18. EMB granitoidlerindeki biyotitlerde $Al^{[4]}$ değerlerinin $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ 'e karşı dağılımı ve bunların meta-sedimenter kökenli ergiyik ile manto kökenli orta-felsik karakterli ergiyikle karşılaştırmaları (meta-sedimenter ergiyik alanı Kemp (2001)'den, manto kökenli ergiyik alanı ise Kemp (2004)'den alınmıştır) (semboller için Şekil 4'e bakınız).

Figure 18. Plots of $Al^{[4]}$ againsts $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ for biotites of the EMA granitoids and their comparison with biotites deriving from melts of meta-sedimentary rocks and felsic-intermediate melt of mantle source rock (melt of metasedimentary rocks from Kemp (2001), melt of mantle source from Kemp (2004)) (see Figure 4 for symbols).

yon veya dalan dilimin kırılması (slab breakoff) gibi süreçlerle sıcak astenosferin litosferik mantoya doğru yükselmesiyle bölgede oluşan yüksek ısının manto ergimesine ve I-tipi granitoid sokulumlara neden olduğu önerilmektedir (İlbeyli, 2005; Boztuğ vd., 2009; Köksal vd., 2012, 2013). I-tipi granitoidlerin kökeninde kabuksal malzemenin de etkisi de vardır (İlbeyli, 2005; Boztuğ vd., 2007b, 2009; Toksoy-Köksal vd., 2009a; Köksal vd., 2012, 2013).

SONUÇLAR

Bu çalışmada; Aksaray (Orta Anadolu) yöresindeki Ekecikdağ Magmatik Birliği'nde yer alan granitik kayaların tüm-kayaç element jeokimyası ve mineral kimyasına dayalı petrojenetik özellikleri ve magma kristalizasyon koşulları araştırılmıştır. Orta Anadolu'daki belli başlı magmatik birliklerden birisi olan bu birlikteki granitlerin mineral kimyasal özellikleri kullanılarak jenetik ilişkilerinin belirlenmesi ve fiziko-kimyasal özelliklerinin ortaya konulması Orta Anadolu'nun jeolojik evrimine katkı sağlaması açısından önem taşımaktadır.

Ekecikdağ granitoidleri arazi ve petrografik gözlemler, tüm-kayaç element ve mineral kimyası verilerine dayalı çalışmalar baz alınarak granodiyorit, mikrogranit ve lökogradit olarak üç ana birime ayrılmıştır. Üç granitoid de sub-alkalen ve yüksek potasyumlu kalk-alkalen nitelikte olmalarına karşın birbirlerinden farklı karakterlere sahiptirler. Granodiyorit metalüminalı, lökogradit zayıf peralüminalı ve mikrogranit peralüminalı özellik sunar. Ekecikdağ granitoidlerinde ilksel mantoya göre normalize edilmiş çoklu-element dağılım grafiklerinde (lökograditte daha belirgin olmak üzere) negatif Ba, Nb, Sr, P, Eu ve Ti anomalileri gözlenmektedir. Lökogradit diğer kayalara göre hafif NTE'ce düşük ağır NTE'ce yüksek değerler sunmaktadır. $(La/Yb)_N$ oranları granodiyorit ve mikrogranitte daha yüksek NTE fraksiyonlaşmasına ve magma kaynağında granatın / hornblendin birikmesine işaret etmektedir. NTE grafiklerinde gözlenen negatif Eu-anomalisi lökograditte daha etkin olmak üzere tüm granitoidlerde plajiyoklaz fraksiyonlaşmasını önermektedir. Tüm-kayaç element-element değişim ile çoklu element grafikleri ve mineral katyon yer değişim diyagramları bu granitoidlerin magma-

nın gelişim süreci içerisinde giderek fraksiyonlaşan ortak bir kaynaktan türemediklerini veya ortak heterojen kaynaktan farklı süreçlerle fraksiyonlaştıklarını ortaya koymaktadır.

Mineral kimyası özellikleri tüm-kayaç verisini destekler şekilde kayaçların birbirlerinden farklı kökenlere sahip olduklarını göstermektedir. Veriler ışığında I- ve S-tipi EMB granitoidlerinin magma kökeninde manto katkısının soru işareti olup meta-magmatik ve/veya meta-sedimenter alt kıtasal kabuk katkısının önemli olduğu önerilmiştir. Petrografik ve jeolojik bulguları destekleyen mineral kimyası verileri granodiyoritin hibrid bir magmadan türediğine işaret etmektedir.

Jeodinamik anlamda katkı sağlayacağı düşünülerek EMB granitoidlerinde yapılan jeotermometrik hesaplamalar, granodiyorit için 615-783°C (hornblend-plajiyoklaz ve hornblend-Ti termometreleri), mikrogranit için 464-565°C (biotit-Ti ve iki feldispat termometreleri) ve lökogradit için ise 456-482°C (biotit-Ti ve iki feldispat termometreleri) sıcaklık aralıklarını ortaya koymuştur. Genelde hornblend-plajiyoklaz termometresinin >700°C solidus sıcaklığı verdiği ve feldispatların çoğunlukla sub-solidus yeniden dengelenmenin etkisinde kalabildikleri (Anderson, 1996) düşünülerek; bu çalışmada magmatik değerlerden sub-solidus değerlere geniş aralıkta elde edilen sıcaklıkların yavaş soğuyan bu kayaçlarda geç evrede yeniden dengelenmeye işaret ettikleri önerilmektedir. Minerallerde sub-solidus rekristalizasyona, Orta Anadolu'daki nispeten genç (yaklaşık 75 milyon yıl) magmatizmanın (Köksal vd., 2004, 2013), Orta Anadolu'nun Eosen'de yükselmesinin ve/veya yine Eosen'de basen oluşumuna dayalı volkanizmanın neden olmuş olabileceği düşünülmektedir.

Jeobarometrik hesaplamalar granodiyoritin yerleşim basıncının (3-4.5 kbar) dolayısıyla 10-16 km derinlikte yerleştiğini önermektedir. Mikrogranit ve lökogradite uygulanabilecek uygun jeobarometrik hesaplama mümkün olmadığından, bu granitoidlerin yerleşim derinliği jeolojik ve teorik verilerle 11-12 km'ye sınırlandırılmıştır. EMB granitoidlerinin yerleşim derinliği orta kabuksal seviyelere karşılık gelmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TÜBİTAK tarafından 106Y066 nolu proje kapsamında desteklenmiştir. Yazar değerli görüş ve katkılarından dolayı Orta Doğu Teknik Üniversitesi'nden M. Cemal Göncüoğlu ve Serhat

Köksal'a teşekkür eder. Yazar, ayrıca, yayını değerlendirip katkı sağlayan hakemler Sabah Yılmaz Şahin ve Faruk Aydın'a da teşekkür eder.

KAYNAKLAR

- Abbott Jr., R.N., 1985. Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. *Canadian Mineralogist*, 23, 553-561.
- Abdel-Fattah, M.A., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 525-541.
- Abdel-Fattah, M.A., 1996. Discussion on the comment on nature of biotites in alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 37, 1031-1035.
- Ague, J.J., 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology*, 25, 563-566.
- Akıman, O., Eler, A., Göncüoğlu, M.C., Güleç, N., Geven, A., Türel, T.K., and Kadioğlu, Y.K., 1993. Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their tectonic implications. *Geological Journal* 28, 371-382.
- Anderson, J.L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Trans Royal Society Edinburgh, Earth Sciences*, 87, 125-138.
- Anderson, J.L., and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559.
- Andrade, S., Hypolito, R., Ulbrich, H.G.J., and Silva, M.L., 2002. Iron(II) oxide determination in rocks and minerals. *Chemical Geology*, 182, 85-89.
- Aydın, N.S., Göncüoğlu, M.C., and Eler, A., 1998. Late Cretaceous magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex: review of field, petrographic and geochemical features. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 259-268.
- Barbarin, B., and Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Royal*

- Society of Edinburgh, Transactions: Earth Sciences, 83, 145-153.
- Barnes, C.G., and Prestvik, T., 2000. Condition of pluton emplacement and anatexis in the Caledonian Batholith, north-central Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 80, 259-274.
- Benisek, A., Kroll, H., and Cemië, L., 2004. New developments in two-feldspar thermometry. *American Mineralogist*, 89, 1496-1504.
- Boztuğ, D., 1998. Post-collisional Central Anatolian alkaline plutonism, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 145-165.
- Boztuğ, D., 2000. S-I-A-type intrusive associations: geodynamic of significance of synchronism between metamorphism and magmatism in central anatolia, Turkey. In: tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area, Eds: Bozkurt E., Winchester J.A., and Piper J.D.A., Geological Society, London, Special Publications, 173, 441-458.
- Boztuğ, D., Güney, Ö.Z., Heziler, M., Jonckheere, R.C., Tichomirowa, M., and Otlı, N., 2008. ^{207}Pb - ^{206}Pb , ^{40}Ar - ^{39}Ar and Fission-Track Geothermochronology Quantifying Cooling and Exhumation History of the Kaman-Kırşehir Region Intrusions, Central Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18, 85-108.
- Boztuğ, D., Harlavan, Y., Arehart, G.B., Satir, M., and Avcı, N., 2007b. K-Ar age, whole-rock and isotope geochemistry of A-type granitoids in the Divriği-Sivas Region, Eastern-Central Anatolia, Turkey, *Lithos*, 97, 193-221.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R.C., Heizler, M., Ratschbacher, L., Harlavan, Y., and Tichomirowa, M., 2009. Timing of post-obduction granitoids from intrusion through cooling to exhumation in central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 473, 223-233.
- Boztuğ, D., Tichomirowa, M., and Bombach, K., 2007a. ^{207}Pb - ^{206}Pb single-zircon evaporation ages of some granitoid rocks reveal continent-oceanic island arc collision during the Cretaceous geodynamic evolution of the central Anatolian crust, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31, 71-86.
- Brown, E.H., 1977. The crossite content of Ca-amphiboles as a guide to pressure of metamorphism. *Journal of Petrology*, 18, 53-72.
- Chappell, B.W., and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Chappell, B.W., and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 489-499.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., and Wyborne, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*, 28, 1111-1138.
- Chatterjee, N.D., and Johannes, W., 1974. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M_1 -muscovite, $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48, 89-114.
- Chen, W., Xu, Z., Chen, M., and Yu, Y., 2016. Multiple sources for the origin of the early Cretaceous Xinxian granitic batholith and its tectonic implications for the western Dabie orogeny, eastern China. *Mineralogy and Petrology*, 110, 29-41.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1980. *Introduction to the Rock Forming Minerals*. Longman, London.
- Delibaş, O., Genç, Y., and De Campos, C.P., 2011. Magma mixing and unmixing related mineralization in the Karacaali Magmatic Complex, central Anatolia, Turkey. In: *Granite-Related Ore Deposits*, Sial, A.N., Bettencourt, J.S., De Campos, C.P. (eds.), Geological Society, London, Special Publications, 350, 149-173.
- Deniz, K., and Kadioğlu, Y.K., 2016. Assimilation and fractional crystallization of foid-bearing alkaline rocks: Buzlukdağ intrusives, Central Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25, 341-366.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-437.
- Düzgören-Aydın, N.S., Malpas, J., Göncüoğlu, M.C., and Erler, A., 2001. A review of the nature of magmatism in central Anatolia during the mesozoic post-collisional period. *International Geological Review*, 43, 695-710.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G., and Bird, D.K., 1993. Al- Fe^{3+} and F-OH substitutions in titanite

- and constrains on their P-T dependence. *European Journal of Mineralogy*, 5, 231-291.
- Erlor, A., and Göncüoğlu, M.C., 1996. Geologic and tectonic setting of the Yozgat Batholith, northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *International Geological Review*, 38, 714-726.
- Erlor, A., Akıman, O., Unan, C., Dalkılıç, B., Geven, A., and Önen, P., 1991. The petrology and geochemistry of the Kırşehir massif magmatic rocks in Kaman (Kırşehir) and Yozgat regions. *Dođa-Türk Yerbilimleri Dergisi*, 15, 76-100.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 354-B, 11-49.
- Frost, B.R., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic significance. In: *Reviews in Mineralogy: Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, Ed: Lindsley, D.H., Mineralogical Society of America, 25, 1-10.
- Göncüoğlu, M. C., Erlor, A., Toprak, V., Olgun, E., Yalınız, K., Kuşçu, İ., Köksal, S., and Dirik, K., 1993. Geology of the central part of the Central Anatolian Massif: part III geological evolution of the Tertiary Basin of the central Kızılırmak. Turkish Petroleum Company, Report No: 3313, Ankara (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M. C., Erlor, A., Toprak, V., Yalınız, K., Olgun, E., and Rojay, B., 1992. Geology of the western part of the Central Anatolian Massif: Part II central part. Turkish Petroleum Company, Report No: 3155, Ankara (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., Kozlu, H., and Dirik, K. 1997. Pre-Alpine and Alpine terranes in Turkey: explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Ann. Geol. Pays Helleniques*, 37, 515-536.
- Göncüoğlu, M.C., Köksal, S., and Floyd, P.A., 1997. Post-collisional A-type magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex: petrology of the İdiş Dağı Intrusives (Avanos, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6(2), 65-76.
- Göncüoğlu, M.C., Köksal, S., ve Toksoy-Köksal, F., 2004. Zirkon tipolojisi ile granit petrojenezinin araştırılması yönteminin Orta Anadolu Granitoidlerine uygulanması. TÜBİTAK, No: 101Y051, Ankara (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M. C., Toprak, G.M.V., Kuşçu, İ., Erlor, A., and Olgun, E., 1991. Geology of the western part of the Central Anatolian Massif: part I southern part. Turkish Petroleum Company, Report No: 2909, Ankara (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., and Türeli, T.K., 1993. Petrology and geodynamic setting of plagiogranites from Central Anatolian Ophiolites (Aksaray-Türkiye). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2, 195-203.
- Göncüoğlu, M.C., and Türeli, T.K., 1994. Alpine collision-tipi granitoidis in the western Central Anatolian Crystalline Complex. *Journal of Kocaeli University*, 1, 39-46.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ., Şengör, A.M.C., 1984. Paleotectonic evolution of Tuzgölü Basin Complex, central Turkey. In: *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*, Eds: Dixon J.E., Robertson A.H.F., Geological Society of London, Special Publications, 17, 81-96.
- Gray, C.M., 1984. An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in southeastern Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 70, 47-60.
- Haggerty, S.E., 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *Mineralogical Society of America Short Course Notes*, 3, 101-300.
- Hammastrom, J.M., and Zen, E., 1986. Aluminium in Hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- Harris, N., and Massey, J., 1994. Decompression and anatexis of the Himalayan metapelites. *Tectonics*, 13, 1537-1546.
- Harris, M.J., Symons, D.T.A., Blackburn, W.H., and Hart, C.J.R., 1999. Paleomagnetic and geobarometric study of the Late Cretaceous Mount Lorne Stock, southern Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, 905-915.
- Haselton, H.T., Hovis, G.L., Hemingway, B.S., and Robie, R.A., 1983. Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short-range order and implications for two-feldspar thermometry. *American Mineralogist*, 68, 398-413.
- Hauri, E.H., Wagner, T.P. and Grove, T.L., 1994. Experimental and natural partitioning of Th, U,

- Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology* 117, 149-166.
- Helmy, H.M., Ahmed, A.F., El Mahallawi, M.M., and Ali, S.M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences*, 38, 255-268.
- Hinsbergen van, D.J.J., Maffione, M., Plunder, A., Kaymakçı, N., Ganerød, M., Hendriks, B.W.H., Corfu, F., Gürer, D., de Gelder, G.I.N.O., Peters, K., McPhee, P.J., Brouwer, F.M., Advokaat, E.L., and Vissers, R.L.M., 2016. Tectonic evolution and paleogeography of the Kırşehir Block and the Central Anatolian Ophiolites, Turkey. *Tectonics*, 35, 983-1014.
- Holland, T.J.B., and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72, 231-239.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- İlbeyli, N., 2005. Mineralogical-geochemical constraints on intrusives in Central Anatolia, Turkey: tectono-magmatic evolution and characteristics of mantle source. *Geological Magazine*, 142, 187-207.
- İlbeyli, N., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2004. Petrogenesis of collision-related plutonics in central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 72, 163-182.
- Johnson, M.C., and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera California volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- Kadioğlu, Y.K., Dilek, Y., and Foland, K.A., 2006. Slab break-off and syncollisional origin of the Late Cretaceous magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. In: *Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean Region and Asia*, Eds: Dilek Y., and Pavlides S., Geological Society of America, Special Paper, 409, 381-415.
- Kadioğlu, Y.K., Dilek, Y., Güleç, N., and Foland, K.A., 2003. Tectonomagmatic evolution of bimodal plutons in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Journal of Geology*, 111, 671-690.
- Keay, S., Collins, W.J., and McCulloch, M.T., 1997. A three component Sr-Nd mixing model for granitoid genesis, Lachlan Fold Belt, Eastern Australia. *Geology*, 25, 307-310.
- Kemp, A.I.S., 2001. Petrogenesis of granitic rocks: A source based perspective. PhD Thesis, Australian National University, Canberra, Australia (yayımlanmamış).
- Kemp, A.I.S., 2004. Petrology of high-Mg, low-Ti igneous rocks of the Glenelg River Complex (SE Australia) and the nature of their interaction with crustal melts, *Lithos*, 119-156.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., and Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 315, 980-983.
- Köksal, S., 2005. Zircon typology and chemistry of the granitoids from Central Anatolia, Turkey. PhD Thesis, Middle East Technical University, Ankara (yayımlanmamış).
- Köksal, S., and Göncüoğlu M.C., 2008. Sr and Nd isotopic characteristics of some S-, I- and A-type granitoids from central Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 111-127.
- Köksal, S., Göncüoğlu, M.C., and Floyd, P.A., 2001. Extrusive members of postcollisional A-type magmatism in central Anatolia: Karahidir Volcanics, Idisdagi-Avanos Area, Turkey. *International Geological Review*, 43, 683-694.
- Köksal, S., Möller, A., Göncüoğlu, M.C., Frei, D., and Gerdes, A., 2012. Crustal homogenization revealed by U-Pb zircon ages and Hf isotope evidence from the Late Cretaceous granitoids of the Ağaçören intrusive suite (Central Anatolia/Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v: 163, 725-743.

- Köksal, S., Romer, R.L., Göncüoğlu, M.C., and Toksoy-Köksal, F., 2004. Timing of post-collisional H-Tipi to A-Tipi granitic magmatism: U-Pb titanite ages from Alpine Central Anatolian Granitoids (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 93, 974-989.
- Köksal, S., Toksoy-Köksal, Fatma; Goncuoglu, M. C., Moller, A., Gerdes, A., and Frei, D., 2013. Crustal source of the Late Cretaceous Santsari monzonite stock (central Anatolia - Turkey) and its significance for the Alpine geodynamic evolution. *Journal of Geodynamics*, 65, 82-93.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Lint-hout, K., Larid, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schmac-her, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.
- Lefebvre, C., Barnhoorn, A., van Hinsbergen, D.J.J., Kaymakci, N., and Vissers, R.L.M., 2011. Late Cretaceous extensional denudation along a marble detachment fault zone in the Kırşehir massif near Kaman, central Turkey. *Journal of Structural Geology*, 33, 1220-1236.
- Lefebvre, C., Peters, K., Wehrens, P., Brouwer, F.M., and van Roermund H.L.M., 2015. Thermal and extensional exhumation history of a high-temperature crystalline complex (Hırkadağ Massif, Central Anatolia). *Lithos*, 238, 156-173.
- Maas, R., Kamenetsky, V., Nicholls, I.A., and Steele, D., 2001. The petrogenesis of mafic c S-type magmas: quenched melt inclusions in phenocrysts of a Silurian dacite (Lachlan Fold Belt). In: *S-Type Granites and Related Rocks*, Chappell, B.W., and Fleming, P.D. (eds.). Australian Geological Survey Organisation Record, 2001/02, 77-78.
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Moazzen, M., and Droop, G.T.R., 2004. Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: the Etive Complex, W Scotland. *Mineralogy and Petrology*, 83, 27-53.
- Okay, A.I., Satir, M., Maluski, H., Siyako, M., Monié, P., Metzger, R., and Akyüz, S., 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic and geochronologic constraints. In: *The Tectonic Evolution of Asia*, Yin, A., and Harrison, T.M. (eds), Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., 420-441.
- Otlu, N., and Boztuğ, D., 1998. The coexistence of the silica oversaturated (alkos) and under-saturated (alkus) rocks in the Kortundag and Baranadag plutons from the Central Anatolian Alkaline Plutonism, E Kaman/NW Kirsehir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 241-257.
- Otlu, N., Boztuğ, D., and Bonin, B., 2001. Mineral chemistry and geothermobarometry of some silica oversaturated alkaline plutons from the post-collisional alkaline plutonism in Central Anatolia, Turkey. *Fourth International Turkish Geology Symposium, (ITGSIV), 24-28 September 2001, Abstracts*, p. 56.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Petermann, M., Hirschmann, M.M., Hametner, K., Gunther, D., and Schmidt, M.W., 2003. Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, doi: 10.1029/2003gc000638.
- Pitcher, W.S., 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Academic and Professional, Glasgow and London, 321 pp.
- Pouchou, J.L., and Pichoir, F., 1991. Quantitative analysis of homogeneous or stratified microvolumes: applying the model "PAP". In: *Electron Probe Quantification*, Heinrich, K.F.J., and Newbury, D.E. (Eds), Plenum Press, New York, 31-75
- Reichardt, H., and Weinberg, R.F., 2012. The dike swarm of the Karakoram shear zone, La-

- dakh, NW India: Linking granite source to batholith. Geological Society of America Bulletin, 124, 89-103.
- Ridolfi, F., and Renzulli, A., 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 Gpa. Contributions to Mineralogy and Petrology, 163, 877-895.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., and Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contribution to Mineralogy and Petrology, 160, 45-66.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.-L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., and Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas. Canadian Mineralogist, 36, 905-912.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110, 304-310.
- Shabani, A.A.T., Lalonde, A., and Whalen, J.B., 2003. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian Orogen: A potential tectonomagmatic indicator? Canadian Mineralogist, 41, 1381-1396.
- Shand, S.J., 1943. Eruptive Rocks: their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley and Sons, New York.
- Slaby, E., and Martin, H., 2008. Mafic and felsic magma interaction in granites: the Hercynian Karkonosze Pluton (Sudetes, Bohemian Massif). Journal of Petrology, 49, 353-391.
- Storner, J.C., Jr., 1975. A practical two-feldspar geothermometer. American Mineralogist, 60, 667-674.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Magmatism in Ocean Basins, Saunders A.D., Norry M.J. (eds), 42, Geological Society of London, Special Publication, 313-345.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tatar, S., and Boztuğ, D., 1998. Fractional crystallization and magma mingling/mixing processes in the monzonitic association in the SW part of the composite Yozgat batholith (Şefaattli-Yerköy, SW Yozgat). Turkish Journal of Earth Sciences, 7, 215-230.
- Thompson, A.B., 1974. Calculation of muscovite-paragonite-alkali-feldspar phase relations. Contributions to Mineralogy and Petrology, 44, 173-194.
- Tiepolo, M., and Tribuzio, R., 2008. Petrology and U-Pb zircon geochronology of amphibole-rich cumulates with sanukitic affinity from Husky Ridge (northern Victoria Land, Antarctica); insights into the role of amphibole in the petrogenesis of subduction-related magmas. Journal of Petrology 49, 937-970.
- Toksoy-Köksal, F., Gerdes, A., Göncüoğlu, M.C., Möller, A., Frei, D., and Köksal, S., 2009a. U-Pb age and isotope data from the S- and I-type syn-collisional granites in the Ekecikdag area, central Anatolia. Geochim. Cosmochim Acta, 73, Suppl. S Goldschmidt 2009, A1335.
- Toksoy-Köksal, F., Oberhaensli, R., and Göncüoğlu, M.C., 2009b. Hydrous aluminosilicate metasomatism in an intra-oceanic subduction zone: Implications from the Kurancali ultramafic-mafic cumulates within the Alpine Neotethys Ocean, Turkey. Mineralogy and Petrology, 95, 273-290.
- Toksoy-Köksal, F., Köksal, S., ve Göncüoğlu, M.C., 2008. Zirkon Jeokronolojisi ve Mineral Kimyası Çalışmaları ile Ekecikdağ Mağmatik Birliği (Orta Anadolu) Granitoidlerinin Yaşı, Petrojenezi ve Jeodinamik Koşullarının Araştırılması. TÜBİTAK, Proje No: 106Y066, Ankara (yayımlanmamış).
- Türel, T.K., 1991. Geology, petrography and geochemistry of Ekecikdağ (Aksaray) Plutonic Rocks. PhD Thesis, Middle East Technical University, Ankara, (yayımlanmamış).
- Türel, T.K., Göncüoğlu, M.C., ve Akıman, O., 1993. Ekecikdağ granitoidinin petrolojisi ve kö-

- keni (Orta Anadolu Kristalen Kütlesi batısı). Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 115, 15-28.
- Whitney, D.L., and Hamilton, M.A., 2004. Timing of high grade metamorphism in central Turkey and the assembly of Anatolia. *Journal of the Geological Society, London*, 161, 823-828.
- Whitney, D.L., Teyssier, C., Dilek, Y., and Fayon, A.K., 2001. Metamorphism of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: influence of orogen-normal collision vs. wrench-dominated tectonics on P-T-t paths. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 411-432.
- Whitney, D.L., Teyssier, C., Fayon, A.K., and Hamilton, M.A., Heziler, M., 2003. Tectonic controls on metamorphism, partial melting, and intrusion; timing and duration of regional metamorphism and magmatism in the Niğde Masif, Turkey. *Tectonophysics* 376, 37-60.
- Whitney, J.A., and Stormer, J.C., Jr., 1977. The distribution of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *American Mineralogist*, 62, 687-691.
- Wones, D.R., 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74, 744-749.
- Wones, D.R., and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: Experiment, theory and applications. *American Mineralogist*, 50, 1228-1272.
- Wyllie, P.J., 1984. Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A310, 439-456.
- Yalınz, M.K., and Göncüoğlu, M.C., 1998. General geological characteristics and distribution of Central Anatolian Ophiolites. *H.U. Yerbilimleri*, 20, 19-30.
- Yalınz, M.K., Aydın, N.S., Göncüoğlu, M.C., and Parlak, O., 1999. Terlemez quartz monzonite of central Anatolia (Aksaray-Sarıkaraman): age, petrogenesis and geotectonic implications for ophiolite emplacement. *Geological Journal*, 34, 233-242.
- Yılmaz, S., and Boztuğ, D., 1998. Petrogenesis of the Çiçekdağ Igneous Complex, north of Kırşehir, Central Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 185-199.
- Zen, E.-An, 1989. Plumbing the depths of batholiths. *American Journal of Science*, 289, 1137-1157.

Kömür Çevre Kayaçları Dayanım Özelliklerinin Cerchar Aşınma İndeksine Olan Etkileri

The Effects of Strength Properties of Coal Measures Rocks on Cerchar Abrasivity Index

OLGAY YARALI^{1*}

¹Bülent Ecevit Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Maden Mühendisliği Bölümü, Zonguldak

Geliş (received) : 12 Nisan (April) 2016
Kabul (accepted) : 27 Temmuz (July) 2016

ÖZ

Bu çalışmada, Zonguldak Taşkömür Havzası kömür çevre kayaçlarının dayanımlarının Cerchar aşınma indeksine (CAI) olan etkileri araştırılmıştır. Bu amaçla, 29 kömür çevre kayacı üzerinde Cerchar aşınma (CAI), tek eksenli basınç, Brazilian çekme dayanımı deneyleri ile üç eksenli basınç dayanımı deneyleri yapılmıştır. Üç eksenli basınç dayanımı deneylerinden elde edilen sonuçlara göre her bir kaya malzemesinin yenilme zarfları çizilmiştir. ISRM'nin (1983) önerdiği hesaplama yöntemi ile içsel sürtünme açısı (ϕ) ve görünür kohezyon (c) değerleri hesaplanmıştır. Daha sonra, CAI ve dayanım deney sonuçları, regresyon analizi ve istatistiksel yöntemlerle değerlendirilmiştir. Sonuç olarak, CAI ve tek eksenli basınç dayanımı, Brazilian çekme dayanımı, içsel sürtünme açısı ve görünür kohezyon arasında pozitif doğrusal ilişkiler bulunmuştur.

Anahtar Kelimeler: Brazilian çekme dayanımı, Cerchar aşınma indeksi, görünür kohezyon, içsel sürtünme açısı, tek eksenli basınç dayanımı, üç eksenli basınç dayanımı.

ABSTRACT

In this study, the effects of strength of coal measures rocks in Zonguldak Hard Coal Basin on Cerchar abrasivity index (CAI) were investigated. For this purpose, CAI, uniaxial compressive strength, Brazilian tensile strength, and triaxial strength tests were carried out on 29 sedimentary rock samples. Failure envelope of each rock materials based on the results obtained from triaxial strength tests were drawn. The internal friction angle (ϕ) and apparent cohesion (c) parameters were calculated for each rock sample using the calculation method suggested by ISRM's (1983). Then, relationships among CAI and strength test values were evaluated using regression analysis and statistical methods. As a result, positive linear relationships were found between CAI and uniaxial compressive strength, Brazilian tensile strength, internal friction angle, and apparent cohesion.

Keywords: Brazilian tensile strength, Cerchar abrasivity index, apparent cohesion, internal friction angle, uniaxial compressive strength, triaxial compressive strength.

*O. Yaralı
e-posta: oyarali67@gmail.com

GİRİŞ

Kayaçların aşındırıcılık özelliği delinebilirliğini ve kazılabilirliğini etkilediğinden, kazılan m³ kayaç başına ne kadar keski tüketileceğinin belirlenmesi önem teşkil etmektedir. Keski ucu aşınmasının; makinanın ilerleme hızına, uygulanan kuvvetlere ve enerji sarfiyatına olumsuz etkileri olmaktadır. Körelmiş keski ile daha fazla kesme kuvveti harcanmakta ve daha az ilerleme kaydedilmektedir (Fowell ve Johnson, 1991). Mühendislik uygulamalarında keski masraflarının tüm kazı maliyetinin 1/3'üne vardığı durumlar rapor edilmiştir (Bilgin, 1982). Bu nedenle, bir kazı sistemi tasarlanmadan önce, kazı yapılacak formasyonların mekanik ve petrografik özelliklerinin bilinmesi ve ne kadar keski harcanacağı tahmin edilerek makina tipinin amaca uygun olarak seçilmesi gerekmektedir (Bilgin, 1989; Fowell ve Johnson, 1991; Hamzaban vd., 2014).

Bir mekanik kazıda, keski tüketiminin fazla olması sadece keski tüketim maliyetlerini değil, onarım ve keski değişirme sürelerinin artmasından dolayı oluşan kazı maliyetlerini de olumsuz etkileyecektir (Fowell ve Abu Bakar, 2007; Hamzaban vd., 2014).

Kayaçların aşındırıcılıklarının belirlenmesine yönelik birçok deney yöntemi önerilmiş olmasına rağmen mühendislik uygulamalarında kabul görmüş deney yöntemi oldukça az sayıdadır. Literatüre bakıldığında, birçok mekanize kazı makinesi üreticisi ile araştırmacının makine performans analizlerinde Cerchar ve Schimazek aşınma indeksleri ile Norveç aşınma indeksi (Abrasion Value, AV) deney yöntemlerini kullandıkları görülmektedir.

Literatürde birçok araştırmacı mekanize kazı makinelerinde kullanılan keski üzerindeki aşınmaya etki eden parametreleri incelemişlerdir ve aşınmaya etki eden başlıca parametreler; kayacın dayanımı ve sertliği, mineral bileşimi, mineral tanelerinin boyutu, kazıcı uç geometrisi, keskinin kesme derinliği ve kesme hızı, keski oluşturdukları darbe yükleri, kesme tipi, keski hareket şekli, keskiye veya kayaç yüzeyine uygulanan soğutma sıvısı, etkin kesme veya ufalanma, keski kalitesi, tungsten karbürün metalürjik yapısı ve kazı şartları ile işletme faktörü olarak belirlemişlerdir (Schimazek ve Knatz, 1970; Suana ve Peters, 1982; West, 1986; West, 1989; Al-Ameen ve Waller, 1994; Deketh, 1995; Plinninger vd., 2003; Mathier ve Gisiger, 2003; Plinninger vd., 2004; Yaralı vd., 2008; Lassnig vd., 2008; Thuro ve Kasling, 2009; Kahraman vd., 2010; Ghasemi, 2010; Delioranlı, 2012).

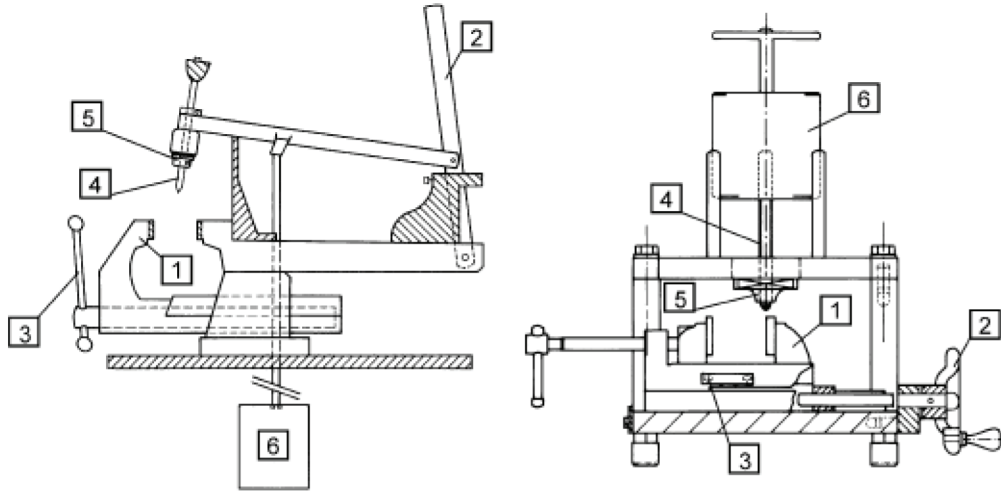
Cerchar aşınma indeksi deneyi ilk olarak Fransa'da Cerchar Araştırma Enstitüsü (Research Institute Cerchar of the Charbonnages de France)'nde 1971 yılında bulunmuş ve sonuçlar Valantin (1973) tarafından yayınlanmıştır. Bu deney yöntemi keski aşınması ve sarfiyatının tespiti için kullanılmaktadır.

Cerchar aşınma indeksi (CAI) deneyi, birinci nesil (klasik) deney aleti (Şekil 1a) için 1±0.5 saniye, ikinci nesil (West) deney aleti (Şekil 1b) için 10±2 saniye boyunca ve 70 N'luk statik yük altında, 2000 N/mm² çekme dayanımına sahip standart krom vanadyum alaşımli soğuk iş takım çeliğinden üretilmiş Rockwell Sertliği 55±1 olan ve 90° tepe açılı konik bir ucun taze kırılmış bir kayaç yüzeyinde 10 mm çekilmesi şeklinde gerçekleştirilen deney yöntemi olarak tarif edilmektedir (Cerchar, 1986).

Cerchar aşınma indeksi deneyi için önerilmiş 3 farklı deney yöntemi önerisi bulunmaktadır. Bunlardan birincisi, 1986 yılında Cerchar Enstitüsü'nün önerdiği NF P94-430-1 no'lu yöntem (AFNOR, 2000), ikincisi ASTM D7625-10 (2010) tarafından önerilen yöntem ve sonuncusu da ISRM (2015), tarafından önerilen yöntemdir. Günümüzde Cerchar aşınma indeksi deneyi için kullanılmakta olan çeşitli sınıflandırma sistemleri bulunmaktadır. ISRM (2015), tarafından önerilen Cerchar aşınma indeksine göre aşındırıcılık sınıflaması Çizelge 1'de verilmiştir.

Birçok araştırmacı kayaçların petrografik özelliklerinin (kuvars ve diğer aşındırıcı minerallerin miktarı, kuvars ortalama tane boyutu kayacın çimentolanma derecesi ve çimento türü, vb.), fiziksel (porozite, yoğunluk) ve mekanik özelliklerinin (dayanım, sertlik) Cerchar aşınma indeksi (CAI) üzerindeki etkilerini araştırmışlardır. Çizelge 2'de kayaç özellikleri ile Cerchar aşınma indeksi arasındaki ilişkiler özetlenmiştir.

Literatüre bakıldığında çeşitli araştırmacılar tarafından Cerchar aşınma indeksi ile kayacın dayanımı (tek eksenli basınç ve çekme), indeks özellikleri (P-dalga hızı), petrografik özellikleri ve gevreklik ölçütleriyle arasındaki ilişkilerin araştırılmış olduğu görülmektedir (Çizelge 2). Gevreklik kayaçların önemli mekanik özelliklerinden olup aynı zamanda kazı mekaniği açısından da önemli bir yer teşkil etmektedir. Literatürdeki çalışmalar gözden geçirildiğinde, tek eksenli basınç dayanımı ve çekme dayanımı ile CAI arasındaki ilişkileri inceleyen çalışmalarda ya sadece mermer örnekleri kullanılmış ya da sedimanter kökenli 7-8 örnek ile araştırmalar yapılmıştır. Kömür çevre kayacı olarak bu yoğunluktaki örnek sayısı ile yapılan araş-



a) Cerchar deney aleti (Cerchar 1986):
1-mengene, 2-3 el manivelası, 4-çelik uç,
5-ucu sıkma tertibatı, 6-ağırlık.

b) West deney aleti (West 1986):
1-mengene, 2-el çarkı, 3-mengene kızağı, 4-konik
uç, 5-uç yuvası, 6-ağırlık.

Şekil 1. CAI belirlemek için kullanılan deney aletleri (Plinninger vd., 2003).
Figure 1. Testing devices to determine the CAI (Plinninger et al., 2003).

Çizelge 1. CAI sınıflaması (ISRM, 2015).
Table 1. Classification of CAI (ISRM, 2015).

| CAI Değeri | Sınıfı |
|------------|-----------------|
| 0.1 – 0.4 | Aşırı düşük |
| 0.5 – 0.9 | Çok düşük |
| 1.0 – 1.9 | Düşük |
| 2.0 – 2.9 | Orta aşındırıcı |
| 3.0 – 3.9 | Yüksek |
| 4.0 – 4.9 | Çok Yüksek |
| ≥ 5 | Aşırı yüksek |

tırmaya rastlanılmamıştır. Bu araştırma, bu alandaki açığı kapatmayı amaçlamıştır.

Ayrıca, bu çalışmada kayacın içsel dayanım parametreleri olan içsel sürtünme açısı ve görünür kohezyon değerleri ile CAI arasındaki ilişkiler incelenmiştir. Literatürde, kayacın içsel dayanım parametreleri olan kohezyon ve içsel sürtünme açısı ile CAI arasında yapılmış bir çalışmaya rastlanılmamıştır. Bu çalışma bu alanda yapılan ilk araştırma niteliğindedir.

Bu çalışmanın asıl amacı kömür çevre kayaçlarının mekanik özelliklerinin Cerchar aşınma indeksine olan

etkilerini ortaya koymaktır. Bu amaç doğrultusunda, CAI değeri ile incelenen büyüklükler karşılaştırılarak daha önce çeşitli araştırmacılar tarafından elde edilen farklı sonuçların hangisiyle örtüştüğü incelenmeye çalışılmıştır.

DENEYSEL ÇALIŞMALAR

Bu çalışmada, Türkiye Taşkömürü Kurumu'na (TTK) bağlı farklı Müesseselerden alınan kömür çevre kayaç örnekleri üzerinde Cerchar aşınma indeksi, tek eksenli basınç dayanımı, Brazilian çekme dayanımı

Çizelge 2. Kayaç özellikleri ile CAI arasındaki korelasyonlar.

Table 2. Correlations of CAI with rock properties.

| Parametre | Araştırmacı | CAI ile korelasyon |
|---|------------------------------|---|
| | Jaeger (1988) | CAI ile teke eksenli basınç dayanımı arasında pozitif lineer bir ilişki (Deneyler oldukça sert ve kuvars içeren beton karışı üzerinde yapılmıştır). |
| | Al-Ameen ve Waller (1994) | $CAI = -1.38 + 0.05(\sigma_c) - 0.0001(\sigma_c)^2$ |
| Tek eksenli basınç dayanımı, (σ_c) | Kahraman vd. (2010) | $\sigma_c = -366 - 0.9(VBP) + 155.8(d) + 10.7(Vp) + 16.7CAI$ |
| | Gharahbangh vd. (2011) | $CAI_{42-HRC-Pürüzlü}$ ve $CAI_{54-HRC-Pürüzlü}$ ile tek eksenli basınç dayanımı arasında pozitif lineer bir ilişki |
| | Deliormanlı (2012) | $\sigma_c = 54.457(CAI) + 18.26$ |
| | Dipova (2012) | $\sigma_c = 30.07(CAI) + 32.89$ |
| | Altındağ vd. (2009) | $\sigma_c = 58.8(CAI)^{0.486}$ (sedimanter kökenli kayalar için) |
| | Deliormanlı (2012) | $\sigma_t = 7.72(CAI) + 2.87$ |
| Brazilian, (σ_t) | Dipova (2012) | $\sigma_t = 2.99(CAI) + 3.35$ |
| | Altındağ vd. (2009) | $\sigma_t = 2.302Ln(CAI) + 6.28$ (sedimanter kökenli kayalar için) |
| Gevreklilik ölçütü (B_3) | Altındağ vd. (2009) | $CAI = 0.128(B_3)^{0.882}$ $R = 0.61$ (sedimanter kökenli kayalar için) |
| P-dalga hızı (Vp) | Khandelwal ve Ranjith (2010) | $CAI = 0.0009(Vp) + 1.9375$ |
| Kuvars içeriği (Q , %) | West (1986, 1989) | CAI ile kuvars içeriği arasında pozitif lineer ilişki |
| | Yaralı vd., (2008) | $CAI = 0.0309(Q) - 0.0795$ |
| | Sauna ve Peters (1982) | CAI ile eşdeğer kuvars içeriği arasında pozitif lineer ilişki |
| | Plinninger vd. (2003) | 1. CAI ile eşdeğer kuvars içeriği arasında pozitif lineer ilişki 2. CAI ile Q_{eqv} x Young Modülü (E) arasında pozitif lineer ilişki |
| | Fowell ve Abu Bakar (2007) | $CAI_{düz} = 0.127(Q_{eqv}) - 7.45(\text{tane boyutu}) + 2.008$ |
| Eşdeğer kuvars içeriği (Q_{eqv} , %) | Yaralı vd. (2008) | $CAI = 0.0313(Q_{eqv}) - 0.1619$ |
| | Gharahbangh vd. (2011) | 1. $CAI_{42-HRC-Pürüzlü}$ ve $CAI_{54-HRC-Pürüzlü}$ ile eşdeğer kuvars içeriği Q_{eqv} arasında pozitif lineer ilişki 2. $CAI_{42-HRC-Pürüzlü} = -0.127 + 0.0148(\sigma_c) + 0.0411(Q_{eqv})$ 3. $CAI_{42-HRC-Pürüzlü} = 0.005917(\sigma_c)^{1.14} \cdot (Q_{eqv})^{0.208}$ 4. $CAI_{54-HRC-Pürüzlü} = 0.127 + 0.0103(\sigma_c) + 0.0261(Q_{eqv})$ 5. $CAI_{54-HRC-Pürüzlü} = 0.0151(\sigma_c)^{0.788} \cdot (Q_{eqv})^{0.377}$ |
| | Rostami vd., (2005) | $CAI_{55-HRC-Pürüzlü} = 0.056(\sigma_c)^{0.431} \cdot (Q_{eqv})^{0.448}$ |

VBP: Hacimsel blok oranı, d. Yoğunluk, Q: Kuvars içeriği, Q_{eqv} : Eşdeğer kuvars içeriği, n: Porozite

ve üç eksenli basınç dayanımı deneyleri yapılmıştır. Çizelge 3'te örneklerin alım yerleri ve isimleri gösterilmiştir.

Cerchar Aşınma İndeksi

CAI deneylerinde West deney aleti kullanılmış ve ISRM (2015)'in önerdiği yöntem izlenmiştir. Her sefe-

rinde 2000 MPa çekme dayanımına sahip HRC54-56 sertliğindeki yeni uçlar kullanılmış ve her bir kayaç için beş çizim yapılmıştır. Uçlardaki aşınma 35x büyütme bioküler mikroskop altında incelenerek uçtaki aşınma yüzeyinin çapı (d) 0.1 (1/10) mm hassasiyetinde yatay konumda ölçülmüş ve ölçümlerin aritmetik ortalamaları alınmıştır. Deney sonuçları ve ISRM (2015)'e göre aşındırıcılık sınıflaması Çizelge 4'te verilmiştir.

Çizelge 3. Örnek alım yerleri.

Table 3. Locations of the rocks tested.

| No | Örneklerin Alındığı Müessesese | Yer | Örnek Adı |
|----|--------------------------------|----------------------------------|-----------------------|
| 1 | TTK Üzülmöz | -170 /505 Desandre | Orta taneli kumtaşı |
| 2 | | -205 Doğu Lağ. B14 kredili | İri taneli kumtaşı |
| 3 | | -170 Acun Geçiş 3.5 Kuzey Lağ. | Orta taneli kumtaşı |
| 4 | | +56 Kurul Doğu Lağımı | Orta taneli kumtaşı |
| 5 | | -170 Sulu Tv. Taşı Güney Kanadı | Orta taneli kumtaşı |
| 6 | | -170 Acun Batı Tv. 4. Kuzey Lağ. | İri taneli siltaşı |
| 7 | | -170 Sulu Tv. Taşı Güney Kanadı | İri taneli siltaşı |
| 8 | | -170 Nasifoğlu Tb. Taşı Kuzey | İri taneli siltaşı |
| 9 | | -156 Sulu Doğu Taban 2. Güney | İri taneli siltaşı |
| 10 | | -250 Kuzey Lağımı | Çamurtaşı |
| 11 | | -170 Nasifoğlu Tv. Taşı | Çamurtaşı |
| 12 | TTK Karadon | -460/41405 Gelik Kuzey Lağımı | İri taneli kumtaşı |
| 13 | | -460 Gelik Güney Lağımı | Orta taneli kumtaşı |
| 14 | | -360 Gelik Hazırlık Galerisi | Orta taneli kumtaşı |
| 15 | | -360 Sulu Tb. | İri taneli kumtaşı |
| 16 | | -460/42510 Kuzey Lağımı | İri taneli kumtaşı |
| 17 | | -360 Gelik Hazırlık Galerisi | İri taneli siltaşı |
| 18 | | TTK Kozlu | -560/112056361 Lağımı |
| 19 | -560/112056360 Lağımı | | Orta taneli kumtaşı |
| 20 | -560/112056359 Lağımı | | Orta taneli kumtaşı |
| 21 | -560/112056357 Lağımı | | İri taneli kumtaşı |
| 22 | -560/112056361 Lağımı | | İri taneli kumtaşı |
| 23 | -560/112056361 Lağımı | | İri taneli kumtaşı |
| 24 | TTK Amasra | -250 Taşlı Damar Üst Tb. Yolu | İri taneli siltaşı |
| 25 | | -250 Taşlı Damar Alt Tb. Yolu | İri taneli siltaşı |
| 26 | TTK Karadon | Gelik Ocağı | İnce taneli kumtaşı |
| 27 | TTK Karadon | Gelik Ocağı | İri taneli kumtaşı |
| 28 | TTK Karadon | Gelik Ocağı | İri taneli Siltaşı |
| 29 | TTK Karadon | Gelik Ocağı | İri taneli Siltaşı |

Tek Eksenli Basınç Dayanımı Deneyi

Bu deney, silindirik bir şekle sahip kayaç malzemesi örneklerinin tek eksenli basınç dayanımının tayini amacıyla yapılmaktadır. Deneysel çalışmalarda ISRM (1979) tarafından önerilen yöntem izlenmiştir. Önerilen standartta yükseklik/çap oranı (H/D) 2.5-3.0 olması istenirken, kaya bloklarının kalınlıkları yeterli olmadığı için H/D oranı 2.0 olacak şekilde örnekler

hazırlanmıştır. Her kaya tipi için deney 5 kez tekrarlanmıştır. Deneyler, 350MN/mm kapasiteli hidrolik preste ve ortalama 0.5 MPa/s yükleme hızında yapılmıştır. Deney sonuçlarından kaya malzemesinin tek eksenli basınç dayanımı Eşitlik 1'den bulunmuştur. Çizelge 4'te deney sonuçları ile dayanım sınıflaması verilmiştir.

$$\sigma_c = 4000 * F/\pi D^2$$

(1)

Çizelge 4. Deney sonuçları.

Table 4. Summary of the test values.

| No | Örnek Adı | CAI | Sınıflama | σ_c (MPa) | Dayanım Sınıfı | σ_i (MPa) | Görünür kohezyon (c) (MPa) | İçsel Sürtünme Açısı (ϕ_p) |
|----|---------------------|------------|-----------|---------------------|-------------------|---------------------|----------------------------------|---|
| 1 | Orta taneli kumtaşı | 2.45± 0.78 | Orta | 95.60 ± 7.19 | Yüksek | 7.93 ± 0.72 | 20.37 | 62.89 |
| 2 | İri taneli kumtaşı | 3.05± 0.84 | Yüksek | 91.40 ± 11.52 | Yüksek | 8.34± 0.67 | 22.64 | 71.00 |
| 3 | Orta taneli kumtaşı | 1.60± 0.34 | Düşük | 87.36 ± 20.76 | Yüksek | 8.71 ± 1.40 | 12.95 | 57.29 |
| 4 | Orta taneli kumtaşı | 1.50± 0.36 | Düşük | 77.05 ± 3.02 | Yüksek | 6.28 ± 0.91 | 14.80 | 61.90 |
| 5 | Orta taneli kumtaşı | 1.50± 0.34 | Düşük | 84.20 ± 16.40 | Yüksek | 8.60 ± 1.10 | 15.57 | 58.00 |
| 6 | İri taneli silttaşı | 1.15± 0.62 | Düşük | 61.51 ± 22.76 | Yüksek | 8.63 ± 1.76 | 11.75 | 46.90 |
| 7 | İri taneli silttaşı | 1.00± 0.32 | Düşük | 73.20 ± 9.20 | Yüksek | 8.20 ± 0.40 | 13.35 | 42.37 |
| 8 | İri taneli silttaşı | 1.25± 0.64 | Düşük | 70.10 ± 11.80 | Yüksek | 7.30 ± 0.50 | 8.82 | 51.70 |
| 9 | İri taneli silttaşı | 0.80± 0.24 | Çok düşük | 62.50 ± 6.86 | Yüksek | 7.18 ± 0.82 | 8.87 | 52.70 |
| 10 | Çamurtaşı | 0.80± 0.25 | Çok düşük | 44.65 ± 11.62 | Orta | 5.89 ± 2.65 | -- | -- |
| 11 | Çamurtaşı | 0.70± 0.32 | Çok düşük | 47.81 ± 9.10 | Orta | 5.45 ± 2.10 | 6.48 | 49.20 |
| 12 | İri taneli kumtaşı | 2.40± 0.77 | Orta | 106.30 ± 13.61 | Yüksek | 7.42 ± 0.90 | 17.24 | 58.30 |
| 13 | Orta taneli kumtaşı | 2.30± 0.68 | Orta | 103.40 ± 12.01 | Yüksek | 7.29± 1.18 | 20.28 | 60.86 |
| 14 | Orta taneli kumtaşı | 1.65± 0.44 | Düşük | 89.79 ± 9.16 | Yüksek | 8.98± 1.22 | 19.31 | 52.08 |
| 15 | İri taneli kumtaşı | 1.72± 0.46 | Düşük | 78.65 ± 7.26 | Yüksek | 7.84 ± 0.86 | 19.85 | 53.03 |
| 16 | İri taneli kumtaşı | 3.10± 0.94 | Yüksek | 118.70 ± 18.20 | Yüksek | 9.89± 0.40 | 23.12 | 67.50 |
| 17 | İri taneli silttaşı | 0.70± 0.54 | Çok düşük | 69.50 ± 9.70 | Yüksek | 7.20 ± 0.90 | 11.50 | 51.25 |
| 18 | İri taneli kumtaşı | 2.92± 0.83 | Orta | 86.20 ± 5.36 | Yüksek | 8.32 ± 1.08 | 20.46 | 65.10 |
| 19 | Orta taneli kumtaşı | 2.22± 0.55 | Orta | 77.30 ± 1.64 | Orta | 7.06± 0.91 | 20.64 | 64.10 |
| 20 | Orta taneli kumtaşı | 1.50± 0.48 | Düşük | 89.20 ± 10.50 | Yüksek | 8.20 ± 0.52 | 16.04 | 50.37 |
| 21 | İri taneli kumtaşı | 2.60± 0.64 | Orta | 109.40 ± 14.70 | Yüksek | 9.94± 0.40 | 21.66 | 69.40 |
| 22 | İri taneli kumtaşı | 2.30± 0.68 | Orta | 78.10 ± 10.60 | Yüksek | 8.70 ± 1.04 | 19.29 | 60.86 |
| 23 | İri taneli kumtaşı | 2.44± 0.74 | Orta | 98.64 ± 9.21 | Yüksek | 9.48 ± 1.54 | -- | -- |
| 24 | İri taneli silttaşı | 0.50± 0.18 | Çok düşük | 58.31 ± 3.12 | Orta | 7.03 ± 1.36 | -- | -- |
| 25 | İri taneli silttaşı | 1.20± 0.24 | Düşük | 64.81 ± 6.78 | Yüksek | 6.84± 1.64 | -- | -- |
| 26 | İnce taneli kumtaşı | 1.10± 0.28 | Düşük | 72.14 ± 6.16 | Yüksek | 6.21 ± 0.63 | -- | -- |
| 27 | İri taneli kumtaşı | 2.67± 0.78 | Orta | 85.56 ± 8.41 | Yüksek | 8.32 ± 0.46 | -- | -- |
| 28 | İri taneli silttaşı | 0.55± 0.24 | Çok düşük | 56.37 ± 3.12 | Orta | 6.05 ± 1.05 | -- | -- |
| 29 | İri taneli silttaşı | 0.80± 0.38 | Çok düşük | 58.72 ± 5.83 | Orta | 5.65 ± 1.20 | -- | -- |

Burada;

σ_c : Tek eksenli basınç dayanımı, (MPa); F: Yenilme anında kaydedilen yük, (kN)

A: Silindirik örneğin kesit alanı ($= \pi \cdot (D/2)^2$); D: Örnek çapı, (mm)'dir.

Brazilian Çekme Dayanımı Deneyi

Bu deney, disk şeklinde hazırlanmış kayaç örneklerinin çapsal yükleme altında çekme dayanımlarının dolaylı olarak tespiti için, ISRM (1978) tarafından önerilen bir dayanım deney yöntemidir. Yapılan deneylerde H/D oranı 0.5 olacak şekilde örnekler hazırlanmış, örneklerin alt ve üst yüzeyleri kabaca düzeltilmiştir. Her bir kaya örneği için 10'ar adet deney yapılmıştır. Örneklerin yenilmesi 20-35 saniye arasında gerçekleştirilmiştir. Brazilian çekme dayanımı değeri Eşitlik 2'den hesaplanmıştır. Deney sonuçları Çizelge 4'te verilmiştir.

$$\sigma_t = 0.636 F / D \cdot t \quad (2)$$

Burada;

σ_t : Brazilian çekme dayanımı, (MPa); t: Örnek kalınlığı (mm).

Üç Eksenli Basınç Dayanımı Deneyi

Bu deney yönteminde, silindirik kaya örneklerinin farklı yanal (çevresel) basınç altındaki eksenel dayanımları ölçülür. Amaç, kaya örneğinin eksenel basınç dayanımını, yanal basıncın bir işlevi olarak belirlemektir.

Üç eksenli basınç dayanımı deneyi çok önemli bir deneydir, kaya malzemesinin yenilme zarflarının belirlenmesinde, içsel sürtünme açısı (ϕ) ve görünür kohezyonun (c) bulunmasında kullanılır. Bu deney kaya yapılarının duraylılık analizleri için vazgeçilmez olup, diğer deneylere kıyasla zahmetli, pahalı ve uzun zaman gerektirir (ISRM, 1983).

Kaya örneğine yanal (çevresel) basınç uygulamak için özel hücreler kullanılır. Ayrıca, yanal basınç pompası da gerekir. Laboratuarda, bir deney için H/D oranı 2-3 ve çapları NX karot boyutundan (yaklaşık 54 mm) az olmayan silindirik kaya örnekleri kullanılır. Deneylerde kullanılan örneklerin hazırlanmasına ilişkin bilgi ISRM'de (1983) yer almaktadır.

Dayanım doğruları, ordinat (eksenel gerilme eksen) üzerindeki b_i değerleri, eğim açısının tanjantı m_i ve

geçerli oldukları yanal basınç (P) aralıklarında belirlenirler. Deney sonuçları, yanal basıncın absis ve eksenel gerilmenin de ordinat olarak alındığı iki boyutlu asal gerilme diyagramında gösterilir (Şekil 2). Yenilme zarfını oluşturan doğru parçasının genel denklemleri Eşitlik 3 ve 4'te verilmiştir (ISRM, 1983).

$$\sigma_1 = m_i \sigma_3 + b_i \quad (3)$$

veya

$$\sigma_1 = m_i P + b_i \quad (4)$$

Bu eşitliklerde; σ_1 ve σ_3 sırası ile, deneyde elde edilen eksenel dayanım ve uygulanan yanal basınçtır. m_i ve b_i parametrelerini kullanarak malzemenin içsel sürtünme açısı (ϕ) (Eşitlik 5) ve görünür kohezyon (c) (Eşitlik 6) hesaplanır.

$$\phi_i = \arcsin \frac{m_i - 1}{m_i + 1} \quad (5)$$

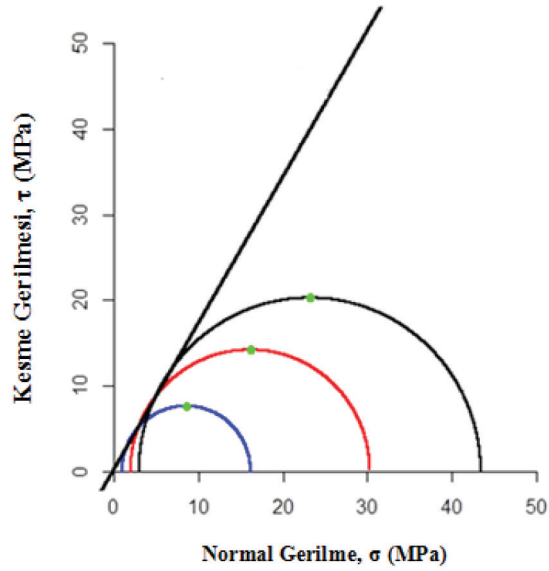
$$c_i = b_i \frac{1 - \sin \phi_i}{2 \cos \phi_i} \quad (6)$$

Deneylerde, 350MN/mm katılıktaki preste Hoek hücresi kullanılmış olup (Şekil 3), yükleme yöntemi olarak I. tip "ayrı" deney yöntemi uygulanmıştır. Deneylerde yaklaşık 10 cm yüksekliğindeki örnekler kullanılmıştır. İncelenen kaya örneklerine örneklerin tek eksenli basınç değerlerine göre 4-6-8-10-12 MPa değerinde en az üç farklı yanal basınçlar uygulanmıştır. Her bir yanal basınç değeri için bir örnek kullanılmıştır. Farklı yanal basınçlardan elde edilen eksenel basınç değerleri kullanılarak ISRM'nin (1983) önerdiği şekilde grafikler çizilerek dayanım zarfları bulunmuştur. Üç eksenli basınç dayanım deney sonuçlarına göre içsel dayanım parametreleri Çizelge 4'te verilmiştir.

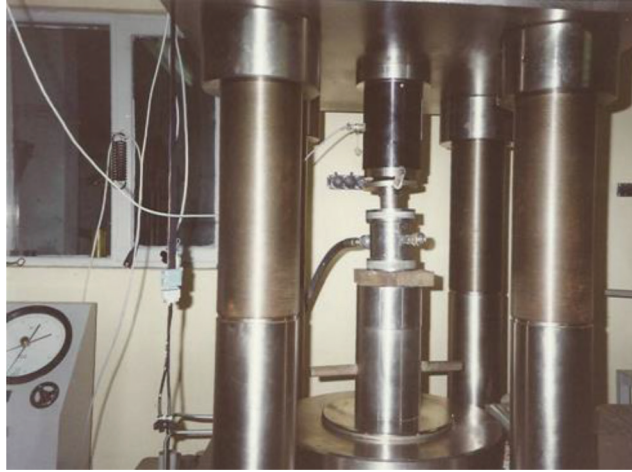
Kayaçların Gevreklik Özellikleri İle Cerchar Aşınma İndeksi Arasındaki İlişkiler

Gevreklik kayaçların önemli mekanik özelliklerindedir. Gevreklik aynı zamanda kazı mekaniği açısından da önemli bir yer teşkil etmektedir. Kayaçlar kazı mekaniği açısından incelendiğinde iki tür kazı profiline sahiptirler; gevrek ve sünek profil. Gevrekliğin kesin bir tanımı yapılmamış olmasıyla birlikte genellikle kayaçların tek eksenli basınç ve dolaylı çekme dayanımları vasıtasıyla bulunabilmektedir ve çeşitli gevreklik ölçütleri önerilmiştir (Çopur vd., 2003).

Bu çalışmada kayaçların gevreklik durumları ile Cerchar aşınma indeksi arasındaki ilişkiler de ince-



Şekil 2. Yenilme zarfı.
Figure 2. Failure envelope.



Şekil 3. Deneilerde kullanılan Hoek hücresi.
Figure 3. Hoek cell used in tests.

lenmiştir. Literatürde kabul görmüş 2 temel gevreklik ölçütü (B_1 , B_2) ile Altındağ (2002) tarafından geliştirilmiş gevreklik ölçütü (B_3) kullanılmıştır (Eşitlik 7-9). Altındağ vd. (2009), 110 kayaca ait kayaçların gevreklik özellikleri ile Cerchar aşınma indeks değerleri arasındaki ilişkileri istatistiksel olarak incelemişlerdir. Cerchar aşınma indeksiyle ilgili en uygun ilişkiyi B_3 gevreklik ölçütü ile bulmuşlardır ($R=0.694$). Ayrıca, Yaralı ve Soyer (2011)'in önerdiği kayacın gevreklik değerini veren görgül bağıntısı (Eşitlik 10) kullanılarak gevreklik ile CAI arsındaki ilişki de değerlendirilmiştir.

$$B_1 = \frac{\sigma_c}{\sigma_t} \quad (\text{Hucka ve Das, 1974}) \quad (7)$$

$$B_2 = \frac{\sigma_c - \sigma_t}{\sigma_c + \sigma_t} \quad (\text{Hucka ve Das, 1974}) \quad (8)$$

$$B_3 = \frac{\sigma_c * \sigma_t}{2} \quad (\text{Altındağ, 2002}) \quad (9)$$

$$B_4 = (\sigma_c * \sigma_t)^{0.72} \quad (10)$$

Burada; B_1 , B_2 , B_3 ve B_4 gevreklik ölçütüdür.

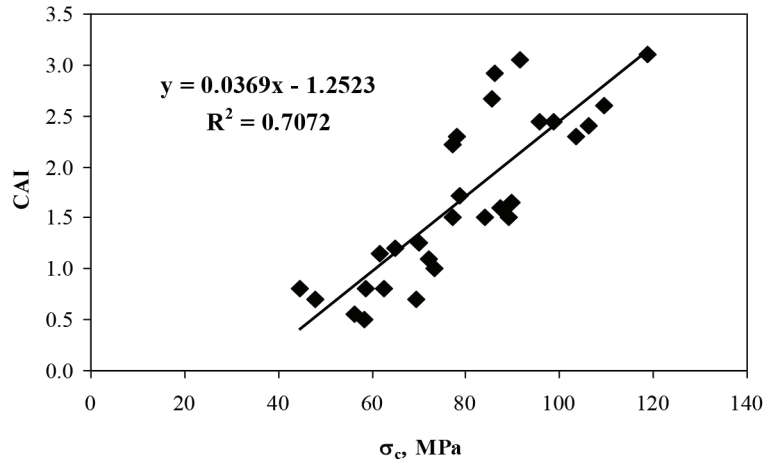
BULGULAR

29 adet kömür çevre kayacı üzerinde yapılan deneylere ait sonuçlar Çizelge 4'te verilmiştir. Çizelge 4'e göre tek eksenli basınç dayanımı orta-yüksek dayanım sınıfında olan kömür çevre kayalarının CAI değerlerinin genel olarak düşük-orta aşındırıcılık sınıfında olduğu görülmektedir. 21 kayaç için üç eksenli basınç dayanım deneyi yapılmıştır. Deney verilerine göre çizilen yenilme zarflarından elde edilen denklemlerdeki katsayılar kullanılarak Eşitlik 9 ve Eşitlik 10'dan kaya malzemesinin içsel sürtünme açıları ve görünür kohezyon değerleri bulunmuştur ve Çizelge 4'te verilmiştir. Elde edilen deneysel verilere basit regresyon analizi yapılmış ve büyüklükler birbirleriyle karşılaştırılmıştır (Şekil 4-7). Çizelge 5'te deneylerden

elde edilen verilerin basit regresyon modeliyle korelasyonu gösterilmiştir. Deney sonuçları kayaç tiplerine göre gruplandırılarak (kumtaşı ve silttaşı-çamurtaşı), Şekil 8 ve 9'da görünür kohezyonun, Şekil 10 ve 11'de içsel sürtünme açısının CAI'ya olan etkileri gösterilmiştir.

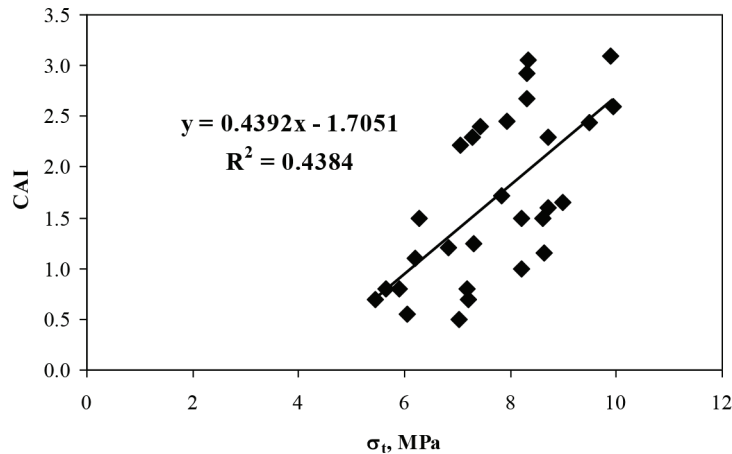
SONUÇLAR

Bu çalışmada, Zonguldak Bölgesi kömür çevre kayalarının tek eksenli basınç, Brazilian dolaylı çekme ve üç eksenli basınç dayanımları ile aşındırıcılıkları laboratuvar ortamında belirlenmiştir. Kayaçların aşındırıcılıkları Cerchar aşınma indeks deneyi ile saptanmıştır. Üç eksenli basınç dayanım deneyleri 350MN/mm katlıktaki preste Hoek hücresi kullanılarak 4-6-8-10-12 MPa değerinde en az üç farklı yanal basınç uygulanmıştır. Her bir yanal basınç değeri için bir



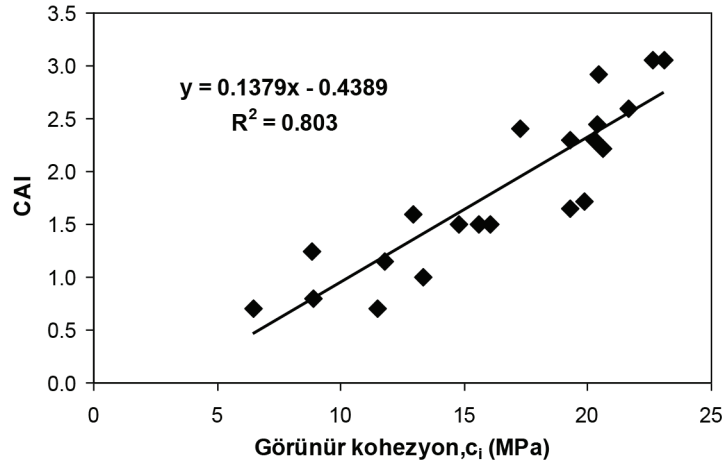
Şekil 4. CAI ile tek eksenli basınç dayanımı (σ_c) arasındaki ilişki.

Figure 4. Relationship between CAI and uniaxial compressive strength (σ_c).

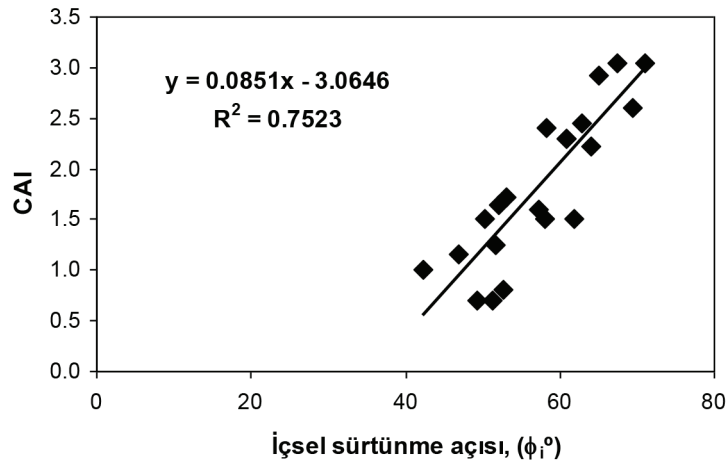


Şekil 5. CAI ile Brazilian çekme dayanımı (σ_t) arasındaki ilişki.

Figure 5. Relationship between CAI and Brazilian tensile strength (σ_t).



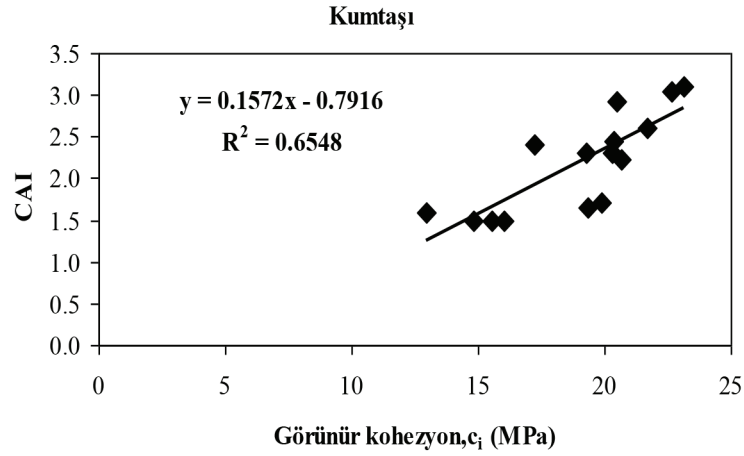
Şekil 6. Görünür kohezyon (c_i) ile CAI arasındaki ilişki.
Figure 6. Relationship between apparent cohesion (c_i) and CAI.



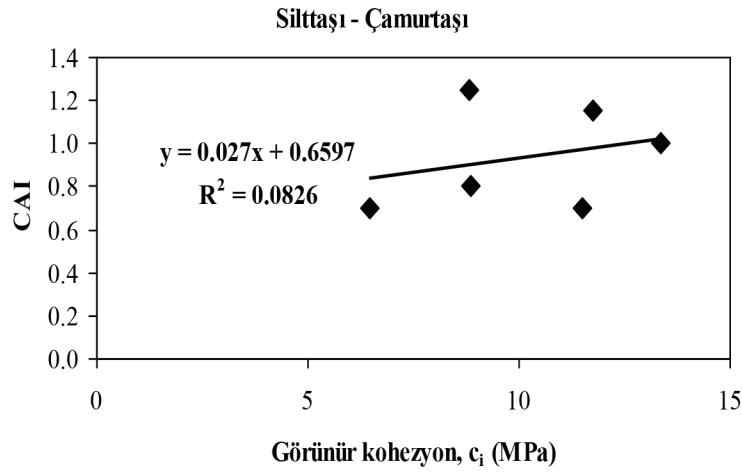
Şekil 7. İçsel sürtünme açısı (ϕ_i) ile CAI arasındaki ilişki.
Figure 7. Relationship between internal friction angle (ϕ_i) and CAI.

Çizelge 5. Deneysel verilerin basit regresyon modeliyle korelasyonu.
Table 5. Variation of experimental values with simple regression model.

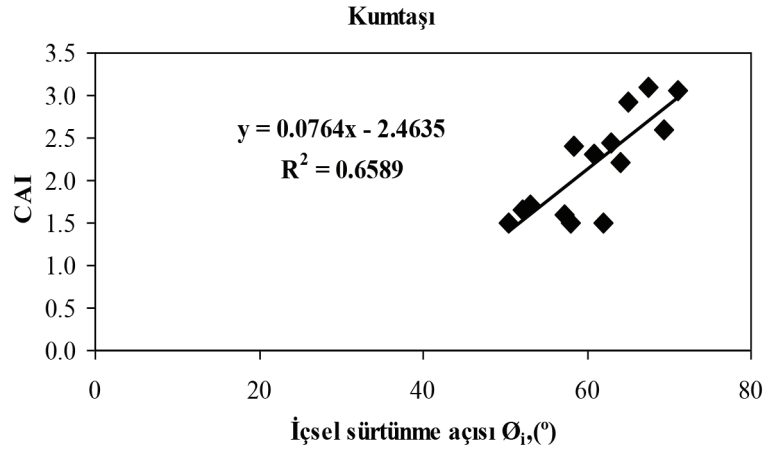
| Değişkenler | Lineer Model | R ² |
|-----------------|----------------------------------|----------------|
| σ_c, CAI | $CAI = 0.0369(\sigma_c) - 1.253$ | 0.707 |
| σ_t, CAI | $CAI = 0.4392(\sigma_t) - 1.705$ | 0.438 |
| B_1, CAI | $CAI = 0.281(B_1) - 1.216$ | 0.331 |
| B_2, CAI | $CAI = 18.329(B_2) - 13.339$ | 0.349 |
| B_3, CAI | $CAI = 0.0059(B_3) - 0.171$ | 0.666 |
| B_4, CAI | $CAI = 0.025(B_4) - 0.868$ | 0.673 |
| c_i, CAI | $CAI = 0.1379(c_i) - 0.439$ | 0.803 |
| ϕ_i, CAI | $CAI = 0.0851(\phi_i) - 3.065$ | 0.752 |



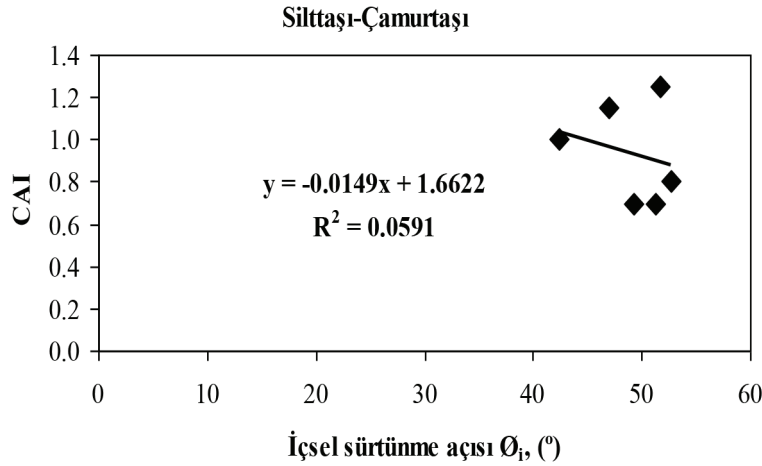
Şekil 8 Kumtaşı için görünür kohezyon (c_i) ile CAI arasındaki ilişki.
Figure 8. Relationship between apparent cohesion (c_i) and CAI for sandstone.



Şekil 9 Silttaşı-çamurtaşı için görünür kohezyon (c_i) ile CAI arasındaki ilişki.
Figure 9. Relationship between apparent cohesion (c_i) and CAI for siltstone-mudstone.



Şekil 10. Kumtaşı için içsel sürtünme açısı (ϕ_i) ile CAI arasındaki ilişki.
Figure 10. Relationship between internal friction angle (ϕ_i) and CAI for sandstone.



Şekil 11. Silttaşı-çamurtaşı için içsel sürtünme açısı (ϕ_i) ile CAI arasındaki ilişki.

Figure 11. Relationship between internal friction angle (ϕ_i) and CAI for siltstone-mudstone.

örnek kullanılmıştır. Farklı yanal basınçlardan elde edilen aksel basınç değerleri kullanılarak ISRM'nin (1983) önerdiği şekilde grafikler çizilmiş ve dayanım zarfları bulunmuştur. Deney verilerine göre çizilen yenilme zarflarından elde edilen denklemlerdeki katsayılar kullanılarak Eşitlik 9 ve Eşitlik 10'dan kaya malzemesinin içsel sürtünme açıları ve görünür kohezyon değerleri bulunmuştur.

Kayaçların tek eksenli basınç, Brazilian çekme dayanımı ile içsel dayanım parametrelerinin (içsel sürtünme açısı ve görünür kohezyon) Cerchar aşınma indeksine olan etkileri araştırılmıştır. Ayrıca, kayaçların gevreklik durumu dört farklı görgül bağıntıdan (B_1 , B_2 , B_3 ve B_4) hesaplanmış ve CAI ile olan etkileri de araştırılmıştır. Elde edilen sonuçlar aşağıda özetlenmiştir:

Kumtaşlarının CAI değerlerinin 1.10 - 3.10 arasında, düşük-yüksek aşındırıcılık sınıfında olduğu iri ve orta taneli kumtaşlarında aşınma değerlerinin daha fazla olduğu bulunmuştur. Silttaşlarının CAI değerlerinin 0.55 - 1.25 yani düşük aşındırıcılık sınıfında yer aldığı saptanmıştır.

Kayaçların tek eksenli basınç dayanımlarına bakıldığında genel olarak yüksek dayanım sınıfında yer aldığı görülmektedir. Sadece çamurtaşı ve bazı silttaşlarının dayanımlarının, kumtaşlarının dayanımlarına göre biraz daha düşük olduğu tespit edilmiştir.

Kayacın tek eksenli basınç dayanımının CAI üzerine etkisinin Brazilian dolaylı çekme dayanımına göre daha fazla olduğu belirlenmiştir (sırasıyla $R^2 = 0.71$ ve $R^2 = 0.44$). Bu araştırmanın sonuçları ile

önceki araştırmacıların (Jaeger, 1988; Altındağ vd., 2009; Gharahbangh vd., 2011; Deliormanlı, 2012; Dipova, 2012) sonuçları karşılaştırıldığında sonuçlar arasında benzerlikler görülmektedir.

Dört farklı görgül bağıntıdan hesaplanan gevreklik değerleri (B_1 , B_2 , B_3 ve B_4) ile CAI arasında pozitif doğrusal ilişkiler bulunmasına rağmen en iyi korelasyon katsayıları B_3 ve B_4 için bulunmuştur (sırasıyla $R^2 = 0.666$ ve $R^2 = 0.673$). Bu sonuç, Altındağ vd. (2009) sonuçlarıyla benzerlik göstermektedir.

İçsel dayanım parametreleri (görünür kohezyon ve içsel sürtünme açısı) ile CAI arasında pozitif doğrusal ilişkiler bulunmuştur (sırasıyla $R^2 = 0.80$ ve $R^2 = 0.75$). Kayaç tiplerine göre gruplandırılarak incelendiğinde, kumtaşlarında görünür kohezyonun CAI üzerine etkisinin ($R^2 = 0.65$) olduğu, silttaşları ve çamurtaşı için ise görünür kohezyonun CAI üzerine etkisinin ($R^2 = 0.08$) hiç etkisini olmadığı belirlenmiştir. Benzer durum içsel sürtünme açısı için de geçerli olduğu saptanmıştır (sırasıyla $R^2 = 0.66$ ve $R^2 = 0.06$). Bu durum, kayacın çimentolanma derecesi, tanelerin yuvarlaklılık - köşellilik durumu, tanelerin yönlenmesi, aşındırıcı mineral içeriğinin kayaç aşındırıcılığına daha fazla etkisi olabileceği durumunu ön plana çıkarmaktadır.

Sonuç olarak, kayacın dayanım parametrelerinin (tek eksenli basınç dayanımı, dolaylı çekme dayanımı, görünür kohezyonu ve içsel sürtünme açısı) Cerchar aşınma indeksine, dolayısıyla kayacın aşındırıcılığına doğrudan ve önemli derecede etkisi olduğu tespit edilmiştir.

Katkı Belirtme

Yazar, bu çalışmayı destekleyen TÜBİTAK'a (Proje No: 110M437) ve Bülent Ecevit Üniversitesi Rektörlüğü'ne (Proje No: 2012-17-11-04) teşekkürlerini sunar.

KAYNAKLAR

- AFNOR, (Organization of the French Standardization System) 2000. Determination du pouvoir abrasif d'une roche-Partie 1: Essai de raclage avec une pointe (NF P 94-430-1), Paris.
- Al-Ameen, Sl., and Waller, MD., 1994. The influence of rock strength and abrasive mineral content on the Cerchar abrasivity index. *Engineering Geology*, 4 (36), 293-301.
- Altındag, R., 2002. The evaluation of rock brittleness concept on rotary blasthole drills. *Journal of the South African Institute of Mining and Metallurgy*, 102, 61-66.
- Altındağ, R., Şengün, N., Sarç, S., Mutlutürk, M., Güneş, A. 2009. Evaluating the relations between brittleness and Cerchar abrasion index of rocks, Eurock 2009, ISRM Regional Sym. Croatia, 195-200.
- ASTM (American Society for Testing and Materials) 2010. Standard test method for laboratory determination of abrasiveness of rock using the CERCHAR method, Designation: D7625-10.
- Bilgin, N., 1982. Zonguldak kömür havzasındaki formasyonların jeomekanik özelliklerinin burju davranışlarına etkisi. Türkiye 3. Kömür Kongresi, TMMOB Maden Mühendisleri Odası Yayını, Zonguldak, 95-111.
- Bilgin, N., 1989. İnşaat ve Maden Mühendisleri İçin Uygulamalı Kazı Mekaniği, Birsen Yayınevi, İstanbul.
- Cerchar, 1986. Centre d'Etudes et des Recherches des Charbonages de France. The CERCHAR abrasivity index, Verneuil, France.
- Çopur, H., Bilgin, N., Tunçdemir, H., and Balcı, C., 2003. A set of indices based on indentation tests for assessment of rock cutting performance and rock properties, *Journal of Southern African Institute of Mining and Metallurgy*, 103 (9), 589-600.
- Deketh, HJR. 1995. Wear of Rock Cutting Tools. Laboratory Experiments on The Abrasivity of Rock. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Delioranlı, A.H., 2012. Cerchar abrasivity index (CAI) and its relation to strength and abrasion test methods for marble stones. *Construction and Building Materials*. 30, 16-21.
- Dipova, N., 2012. Investigation of the relationships between abrasiveness and strength properties of weak limestone along a tunnel route. *Journal of Geological Engineering*, 36, 23-34.
- Fowell, RJ., and Johnson, ST., 1991. Cuttability assessment applied to drag tool tunnelling machines. *Proceedings of the 7th ISRM International Congress on Rock Mechanics*, Aachen, Germany, AA Balkema Publication Rotterdam.
- Fowell, RJ., and Abu Bakar, MZ., 2007. A review of the Cerchar and LCPC rock abrasivity measurement methods. *Proceedings of the 11th Congress of the International Society for Rock Mechanics*, Ribeiro e Sousa, Olalla and Grossmann (eds), Taylor & Francis Group, London.
- Gharahbagh, EA., Rostami, J., Ghasemi, AR., and Tonon, F., 2011. Review of rock abrasion testing. *Proceedings of the 45th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium*, Y. Wang and F. Tonon (eds.), Shannon & Wilson Group, USA.
- Ghasemi, AR., 2010. Study of Cerchar abrasivity index and potential modifications for more consistent measurement of rock abrasion. M.Sc. Dissertation, Pennsylvania State University, USA. (unpublish).
- Hamzaban, MT., Memarian, H., Rostami, J., Ghasemi, AR., and Monfared, H., 2014. Study of rock-pin interaction in Cerchar abrasivity test. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 72, 100-108.
- Hucka, V., and Das, B., 1974. Brittleness determination of rocks by different methods, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanical Abstract*, 11, 389-392.
- ISRM, 1978. Suggested method for determining tensile strength of rock materials. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanical Abstract*, 15, 99-103.

- ISRM, 1979. Suggested method for determining the uniaxial compressive strength and deformability of rock materials. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanical Abstract*, 16, 135-140.
- ISRM, 1983. Suggested method for determining the strength of rock materials in triaxial compression. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanical Abstract*, 20, 285-290.
- ISRM, 2015. Suggested method for determining the abrasivity of rock by the Cerchar abrasivity test. *The ISRM Suggested Method for Rock Characterization, Testing and Monitoring: 2007-2014*, R. Ulusay [edt], Springer, USA, 101-106.
- Jaeger, W., 1988. An investigation into the abrasive capacity of rock. *Geotechnical Engineering and Engineering Geology*, 52, 99-104.
- Kahraman, S., Alber, M., Fener, M., and Günaydin, O., 2010. The usability of Cerchar abrasivity index for the prediction of UCS and E of Misis Fault Breccia: Regression and Artificial Neural Networks Analysis. *Expert Systems with Applications*, 37 (12), 8750-8756.
- Khandelwal, M., and Ranjith, P.G., 2010. Correlating index properties of rocks with P-wave measurements. *Journal of Applied Geophysics*, 71 (1), 1-5.
- Lassnig, K., Latal, C., and Klima, K., 2008. Impact of grain size on the Cerchar abrasiveness test. *Geomechanics and Tunneling*, 1 (1), 71-76.
- Mathier, J.F., and Gisiger, J.P., 2003. Abrasivity of Icelandic basalts. In *Technology Roadmap for Rock Mechanics*, Proceeding of the 10th International Congress on Rock Mechanics, Johannes, The South African.
- Plinninger, R., Kasling, H., Thuro, K., and Spaun, G., 2003. Testing conditions and geomechanical properties influencing the Cerchar abrasiveness index (CAI). Technical Note, *International Journal of Rock Mechanics Mining Science*, 40, 259-263.
- Plinninger, R., Kasling, H., and Thuro, K., 2004. Wear prediction in hardrock excavation using the Cerchar abrasiveness index (CAI) value. *Proceedings of the 53rd ISRM Regional Symposium EUROCK 2004 & Geomechanics Colloquy*, Salzburg, Austria, W. Schubert (ed.), AA Balkema Publ. Rotterdam.
- Rostami, J., Özdemir, L., Bruland, A., and Dahl, F., 2005. Review of issues related to Cerchar abrasivity testing and their implications on geotechnical investigations and cutter cost estimates. *Proceedings of the Rapid Excavation and Tunneling Conference*, J.D. Hutton and W.D. Rogstad (eds.), Society for Mining, Metallurgy, and Exploration Incorporated, USA.
- Schimazek, J., and Knatz, H., 1970. Der einfluss des gesteinsaufbaus auf die schnittgeschwindigkeit und den meisselverschleiß von strecken vortriebs maschinen. *Gluckauf*, 22, 274-278.
- Suana, M., and Peters, T., 1982. The Cerchar abrasivity index and its relation to rock mineralogy and petrography. *Rock Mechanics*, 15 (1), 1-6.
- Thuro, K., and Kasling, H., 2009. Classification of the abrasiveness of soil and rock. *Geomechanics and Tunneling*, 2 (2), 179-188.
- Valantin, A., 1973. Examen des différents procédés classiques de détermination de la nocivité des roches vis-à-vis de l'abattage mécanique. *Exposé Présenté Aux Journées d'information Techniques de Creusement*, les 28-29 Novembre 1973, Luxembourg, 133-140.
- West, G., 1986. A relation between abrasiveness and quartz content for some coal measures sediments. *International Journal of Mining and Geological Engineering*, 4, 73-78.
- West, G., 1989. Rock abrasiveness testing for tunneling. Technical Note, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 26 (2), 151-160.
- Yaralı, O., Yasar, E., Bacak, G., and Ranjith, P.G., 2008. A study of rock abrasivity and tool wear in coal measures rocks. *International Journal of Coal Geology*, 74 (1), 53-66.
- Yaralı, O., and Soyer, E., 2011. The effect of mechanical rock properties and brittleness on drillability, *Scientific Research and Essays*, 6 (5), 1077-1088.

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 “Başvurulacak 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 (gerekliyorsa)
- Kaynaklar
- Ekler (gerekliyorsa)
- Çizelgeler

- (1) 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 puntoyla (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/m³) 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/m³ (2.4 kg/m³) ve 60 MPa (600 kgf/cm²)’dir”).

Rakamların ondalık hanelerinin gösteriminde virgül yerine nokta kullanılmalıdır. Yazılarda semboller (örneğin \sum , $\sqrt{\quad}$) 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). İkiyden 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 arasında 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 dolaylı 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 örneklere 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 özlere:

Bouchon, M., Toksöz, M.N., Karabulut, H., Boun, M.P., Diczich, 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.), Basımının Adı ve Yeri, (Cilt No, verilmişse), sayfa no.

CD’ye yüklenmiş bildirimler:

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. Basımının Adı ve Yeri.

(d) Yayınlanmış 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 kütlesi 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, σ normal gerilme ve ϕ 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*10-3). Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine “/” işareti kullanılmalıdır. Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla Ca⁺⁺ ve CO₃⁻ yerine Ca⁺² ve CO₃⁻² 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; Il: 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 yerelmalıdır. 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/m³) 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/m³ (2.4 kg/m³) and 60 MPa (600 kgf/cm²), 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 use 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., Diczich, 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 τ is the shear strength, c is cohesion, σ is normal stress and, θ 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. σ_c : uniaxial compressive strength; Il : 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

Phone: +90 312 2977744

Fax: +90 312 2992075