



Cumhuriyet

YERBİLİMLERİ
Dergisi

Cumhuriyet
EARTH SCIENCES
Journal

SAHİBİ (OWNER)

C.Ü. Mühendislik Fakültesi adına (*on the behalf of the Faculty of Engineering, C.Ü.*):
AHMET GÖKÇE

EDİTÖR (EDITOR)

IŞIK YILMAZ

Yayın Kurulu (Editorial Board)

- | | |
|---------------------------------------|--------------------------------|
| Demir ALTINER (O.D.T.Ü.) | Aral OKAY (İ.T.Ü.) |
| Ömer BOZKAYA (Cumhuriyet Ü.) | Ahmet SAĞIROĞLU (Fırat Ü.) |
| Hasan BAYHAN (Hacettepe Ü.) | Cem SARAÇ (Hacettepe Ü.) |
| Erdin BOZKURT (O.D.T.Ü.) | Gürol SEYİTOĞLU (Ankara Ü.) |
| Durmuş BOZTUĞ (Cumhuriyet Ü.) | Abdürrahim ŞAHBAZ (Muğla Ü.) |
| Atilla ÇİNER (Hacettepe Ü.) | Abidin TEMEL (Hacettepe Ü.) |
| Mehmet EKMEKÇİ (Hacettepe Ü.) | Okan TEKELİ (Ankara Ü.) |
| Vedat DOYURAN (O.D.T.Ü.) | Vedia TOKER (Ankara Ü.) |
| Burhan ERDOĞAN (Dokuz Eylül Ü.) | Mahmut TUNÇ (Cumhuriyet Ü.) |
| Yavuz ERKAN (Hacettepe Ü.) | Necdet TÜRK (Dokuz Eylül Ü.) |
| Aziz ERTUNÇ (Süleyman Demirel Ü.) | Asuman TÜRKMENOĞLU (O.D.T.Ü.) |
| Ahmet GÖKÇE (Cumhuriyet Ü.) | Reşat ULUSAY (Hacettepe Ü.) |
| Ergun KARACAN (Muğla Ü.) | Taner ÜNLÜ (Ankara Ü.) |
| Naci GÖRÜR (İ.T.Ü.) | Baki VAROL (Ankara Ü.) |
| M. Cemal GÖNCÜOĞLU (O.D.T.Ü.) | Hüseyin YALÇIN (Cumhuriyet Ü.) |
| Nilgün GÜLEÇ (O.D.T.Ü.) | Namık YALÇIN (İstanbul Ü.) |
| Remzi KARAGÜZEL (Süleyman Demirel Ü.) | Mefail YENİYOL (İstanbul Ü.) |
| Ali KOÇYİĞİT (O.D.T.Ü.) | Namık YALÇIN (İstanbul Ü.) |
| Engin MERİÇ (İstanbul Ü.) | Ali YILMAZ (Cumhuriyet Ü.) |
| Ali İhsan KARAYİĞİT (Hacettepe Ü.) | Osman YILMAZ (İstanbul Ü.) |
| Ergun GÖKTEN (Ankara Ü.) | Yücel YILMAZ (İ.T.Ü.) |



Cumhuriyet

YERBİLİMLERİ
Dergisi

Cumhuriyet
EARTH SCIENCES
Journal

Yazışma Adresi
(Correspondance Address):

Prof. Dr. Işık YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi Dergisi

Seri A

YERBİLİMLERİ

58140 SİVAS

Telefon

0-346-219 10 10 (1305 Dahili)

Faks

0-346-219 11 71

e-posta

iyilmaz@cumhuriyet.edu.tr

isik.yilmaz@gmail.com



Cumhuriyet

YERBİLİMLERİ
Dergisi

Cumhuriyet
EARTH SCIENCES
Journal

Cilt / Volume : 27

No.: 1

2010

İÇİNDEKİLER
(CONTENTS)

- 1908-1998 Yılları Arasında Ceyhan-Misis, Adana Bölgesindeki Depremlerin Coulomb Etkileşimleri, Türkiye**
Coulomb Stress Interactions of Earthquakes That Occurred Between 1908 and 1998 in Ceyhan-Misis Region, Adana, Turkey
Uğur TEMİZ 1
- KB Anadolu ve Tokat yöresindeki Karakaya Karmaşığı (meta)-magmatik kayaçlarının mineraloji-petrografisi ve jeokimyası**
Geochemistry and mineralogy-petrography of (meta)-magmatic rocks from the Karakaya Complex in the NW Anatolia and Tokat area
Sema TETİKER 13
- Yıldızeli (Sivas) yöresi Karakoç mafik/ultramafik plütonikleri' nin mineraloji-petrografi ve jeokimyası**
Mineralogy-petrography and geochemistry of the Karakoç mafic/ultramafic plutonics in the Yıldızeli area (Sivas)
Nazmi OTLU, Hüseyin YALÇIN, Ömer BOZKAYA, İrfan ŞAKAR, Hülya YEŞİLDAĞ 31
- Rahmanlar (Selendi-Manisa) Pb-Zn yataklarının jeolojisi ve oluşumu**
Geology and genesis of the Rahmanlar (Selendi-Manisa) Pb-Zn deposits
Ahmet EFE, Ahmet GÖKÇE 55

Yayın Türü: Yerel Süreli Yayın
Publication Type: *National Journal*

Basım: Cumhuriyet Üniversitesi – Rektörlük Basımevi – Sivas
Printed by: *Cumhuriyet Üniversitesi – Rektörlük Basımevi - Sivas*

ISSN: 1016-7625

EDİTORYAL

Değerli Okuyucular,

Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dekanlığı' nın sahipliğinde 1984 yılından beri 26 yıldır "Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Seri- A Yerbilimleri" adıyla yayın hayatını sürdüren dergimizi "2010-27(1)" den itibaren "**Cumhuriyet Yerbilimleri Dergisi**" yeni adıyla sizlerle buluşturmanın heyecanını yaşamaktayız. Dergimize yıllardır, göndermiş olduğunuz yazılarınızla, bilimsel kurul üyeliklerinizle ve zaman zaman da danışmanlık görevinizle koyduğunuz katkılarınız için teşekkürü borç biliriz. Dergimizin ilk sayısından bugüne kadar Editörlük görevi üstlenmiş olan; Prof.Dr. Selim İNAN, Prof.Dr. Hüseyin YALÇIN, Prof.Dr. Fikret KAÇAROĞLU, Prof.Dr. Orhan TATAR' a ve bu editörlerimizle birlikte çalışarak dergimize emek veren herkese teşekkür eder, saygılarımızı sunarız.

Yeni bir isim, yeni bir adım ve yeni bir heyecanla başlamış olduğumuz yeni yüzümüzle hedeflerimiz: daha güvenilir, yazıların gönderilmesi için tercih edilen, çalışmalarını mümkün olduğunca kısa sürede değerlendirerek yayın aşamasına getiren, Ulusal dergi olarak özendirici, örnek olacak ve yakın gelecekte uluslararası saygın atıf indekslerinde taranan bir dergi olmaktır. Bu amaçlara ulaşmak için en büyük destek ve görev siz değerli yazarlarımızın olacaktır. Editör olarak, çalışma arkadaşlarımla birlikte hedeflerimize ulaşmak için elimizden gelenin en iyisini yapmak yola çıkış nedenimizdir. Siz olmadan hedeflerimize ulaşmak mümkün değildir.

Dergimize "<http://dergi.cumhuriyet.edu.tr/ojs/index.php/yerbilimleri>" web adresinden, eski sayılarına ise "Our Former Journal" linkinden ulaşabilirsiniz. Yeni dergimiz "Open Journal System (Açık Dergi Sistemi)" içerisinde yer almakta olup, yazılarınızı bize sistemde "on-line" olarak veya Editör e-posta adreslerine doğrudan gönderebilmeniz mümkün olacaktır.

"**Cumhuriyet Yerbilimleri Dergisi**" ne gelecekteki katkılarınız için şimdiden teşekkür ederiz.

Saygılarımızla,

Prof. Dr. Işık YILMAZ

Editör

1908-1998 yılları arasında Ceyhan-Misis, Adana bölgesindeki depremlerin Coulomb etkileşimleri, Türkiye

Coulomb stress interactions of earthquakes that occurred between 1908 and 1998 in Ceyhan-Misis region, Adana, Turkey

Uğur TEMİZ

Bozok Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
66100 Yozgat

ÖZ

Ceyhan-Misis Bölgesinde 17 Şubat 1908 tarihinde büyüklüğü M_s 6.0 olan bir deprem meydana gelmiştir. Bu depremden yaklaşık 37 yıl sonra 20 Mart 1945 tarihinde büyüklüğü M_s 5.7 olan başka bir deprem daha oluşmuştur. En son deprem ise M_s 6.1 büyüklüğünde olup 27 Haziran 1998 tarihinde meydana gelmiştir. Bu çalışmada, Coulomb gerilme değişimleri yöntemi kullanılarak, 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis depremine önceki depremlerin etkileri araştırılmıştır. 17 Şubat 1908 depremi, 20 Mart 1945 depreminin olduğu bölgede -0.644 ile -0.821 bar arasında değişen gerilme düşüşüne neden olmuş benzer şekilde 20 Mart 1945 depremi de 27 Haziran 1998 olduğu bölgede -0.087 ile -0.101 bar arasında değişen gerilme düşüşü meydana getirmiştir. Ceyhan-Misis bölgesindeki 17 Şubat 1908, 20 Mart 1945 depremleri ile 27 Haziran 1998 depremlerinin birbirlerini tetiklemedikleri belirlenmiştir. Bu durumun, en önemli sebeplerinden birinin 17 Şubat 1908 ve 20 Mart 1945 depremlerinin lokasyonlarının tam olarak bilinmemesinden kaynaklandığı sonucuna varılmıştır. 27 Haziran 1998 depremi ise Ceyhan-Misis bölgesinde 0.2 bar ile 2.2 bar arasında değişen gerilme artışları meydana getirmiştir.

Anahtar Kelimeler: Ceyhan-Misis; tetikleme; Coulomb; gerilme.

ABSTRACT

An earthquake (M_s 6.0) occurred by February 17th, 1908 in Ceyhan-Misis Region. After 37 years from this earthquake, another earthquakes (M_s 5.7) occurred by March 20th, 1945 and lastest earthquake (M_s 6.1) occurred June 27th, 1998. In this study, the effect of the previous earthquakes on the June 27th, 1998 Ceyhan-Misis earthquake, the influence of the February 17th, 1908 earthquake on the March 20th, 1945 earthquake, and the seismic hazard in the Ceyhan-Misis region are investigated using Coulomb failure stress. February 17th, 1908 earthquake decreased the static stress where occurred March 20th, 1945 earthquake by between -0.644 and -0.821 bars. In the same way, March 20th, 1945 earthquake also decreased the static stress where occurred June 27th, 1998 earthquake by between -0.087 ile -0.101 bars. February 17th, 1908, March 20th, 1945 and June 27th, 1998 earthquakes did not trigger each other in Ceyhan-Misis region, it is one of the most important reason is not known exactly February 17th, 1908 and March 20th, 1945 earthquakes locations were concluded. June 27th, 1998 earthquake increased the static stress in Ceyhan-Misis region by between 0.2 bar and 2.2 bars.

Keywords: Ceyhan-Misis; trigger; Coulomb; failure stress.

GİRİŞ

Sismik etkinliğin yoğun olduğu bölgelerdeki depremler arasındaki ilişkinin ortaya konması açısından oldukça ilgi çekici sonuçlar vermektedir. Bu ilişkilerin ortaya konmasıyla kısa ve uzun sürede sismojenik kaynakların üretebileceği sismik etkinlikler hakkında bilgi edinilebilmektedir. Bilindiği üzere, bir deprem kendisinden sonra meydana gelebilecek depremlerin normal oluş zamanını öne çekebilme, geciktirebilme veya onları tetikleyebilmektedir. Yerkabuğunda meydana gelen hareketlere bağlı olarak düşük hızda bir gerilme birikimi meydana gelmekte ve bu gerilmeler depremlerle boşaltılmaktadır. Bir fay düzleminde gelişen hareketlenmeye bağlı olarak oluşan depremler gerilmeyi düşürmekte ve buna bağlı olarak bu bölgede tekrar gerilme birikimi oluncaya kadar depremler tekrar oluşmamaktadır. Fakat bir deprem oluşumundan sonra da efektif gerilme oluşmakta ve üzerinde halihazırda bir gerilme birikimi olan komşu faylarda yeni depremlerin oluşmasına sebep olabilmektedir (Chinery, 1963).

Fayların hareketi neticesinde meydana gelen yer değiştirmelerin neden olduğu Coulomb gerilme değişiminin deprem civarında bulunan diğer faylar üzerindeki kırılma gerilmesine olan etkisi 1980 yılından itibaren yoğun bir şekilde incelenmektedir. Stein vd., (1997) ve Nalbant vd., (1998) yaptıkları çalışmalarda İzmit Körfezi'nin sismik risk altında olduğunu belirtmişler ve daha sonra bu bölgede M_w 7.4 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. Barka (1999) ise, bu depremi oluşturan fayın komşu segmentlerinde gerilme artışının olduğunu belirtmiş ve yaklaşık 3 ay sonra kırılan fay segmentlerinin doğu ucundaki Bolu-Düzce segmentinde M_w 7.2 büyüklüğünde yıkıcı bir deprem meydana gelmiştir. Kaliforniya depremleri kullanılarak yapılan çalışmalarda da, bir depremin oluşturduğu gerilme alanı içerisinde yer alan bir depremin oluşumunu, belirli bir şekilde etkilediği bir çok araştırmacı tarafından ortaya konulmuştur (Stein ve Lisowski, 1983; King vd., 1994; Hudnut vd., 1989; Harris ve Simpson, 1992; Jaumé ve Sykes, 1992; Oppenheimer vd., 1998, Lin and Stein, 2004).

Bu çalışmada da, Coulomb gerilme analizi yöntemi kullanılarak Ceyhan-Misis (Adana) bölgesinde 1908 yılından günümüze kadar olan zaman diliminde üç büyük depremin, birbirlerinin oluşumlarını etkileyip etkilemediği araştırılacaktır (Şekil 1). Bu depremlerden ilki 17 Şubat 1908 yılında, ikincisi 20 Mart 1945 tarihinde ve son deprem ise 27 Haziran 1998 yılında meydana gelmiştir. Bu bölgenin genel tektonik konumuna bakıldığında Afrika-Arap ve Anadolu levhalarının kesişim yaptığı bölgede yer almaktadır (Şekil 2). Adana Havzası, tektonik açıdan Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) ile Karataş-Osmaniye fay zonlarının (KOFZ) kesişim yaptığı alanının batısında yer almaktadır (Şekil 2). Bu bölge Demirtaş ve Yılmaz (1996) tarafından Andırın sismik boşluğu olarak tanımlanmıştır. Bu bölgede yer alan aktif fayların en önemlisi KOFZ'dur. Sol yanal doğrultu atımlı olan bu fay zonu güneybatıda Karataş ile Osmaniye arasında yer alır. KOFZ, yaklaşık 75 km uzunluğunda ve $K40^{\circ}$ - 45° D uzanımlı, birbirine koşut ve yarı koşut faylardan oluşmaktadır. Bu fay zonunun içerisinde yer alan ve Misis'in güneyinde yer alan Nur dağı (758 m) yükselimine paralel olarak uzanan Misis-Ceyhan Fayı'dır (Şekil 2). Bu zon içerisindeki faylar yaklaşık $K45^{\circ}$ - 50° D uzanımlı ve 10 ile 30 km uzunluğa sahip olan birbirine paralel olarak uzanan faylardan oluşmaktadır (Şekil 2). Barka ve Akyüz (1998), 27 Haziran 1998 depremini oluşturan fayın KOFZ içerisindeki sol yanal doğrultu atımlı Misis-Ceyhan Fayı olduğunu belirtmişlerdir (Şekil 2).

METOD VE KABULLER

Coulomb gerilme değişimi, yarı uzayda olduğu düşünülen dikdörtgen bir fay düzlemi için hesaplanmaktadır (Okada, 1985).

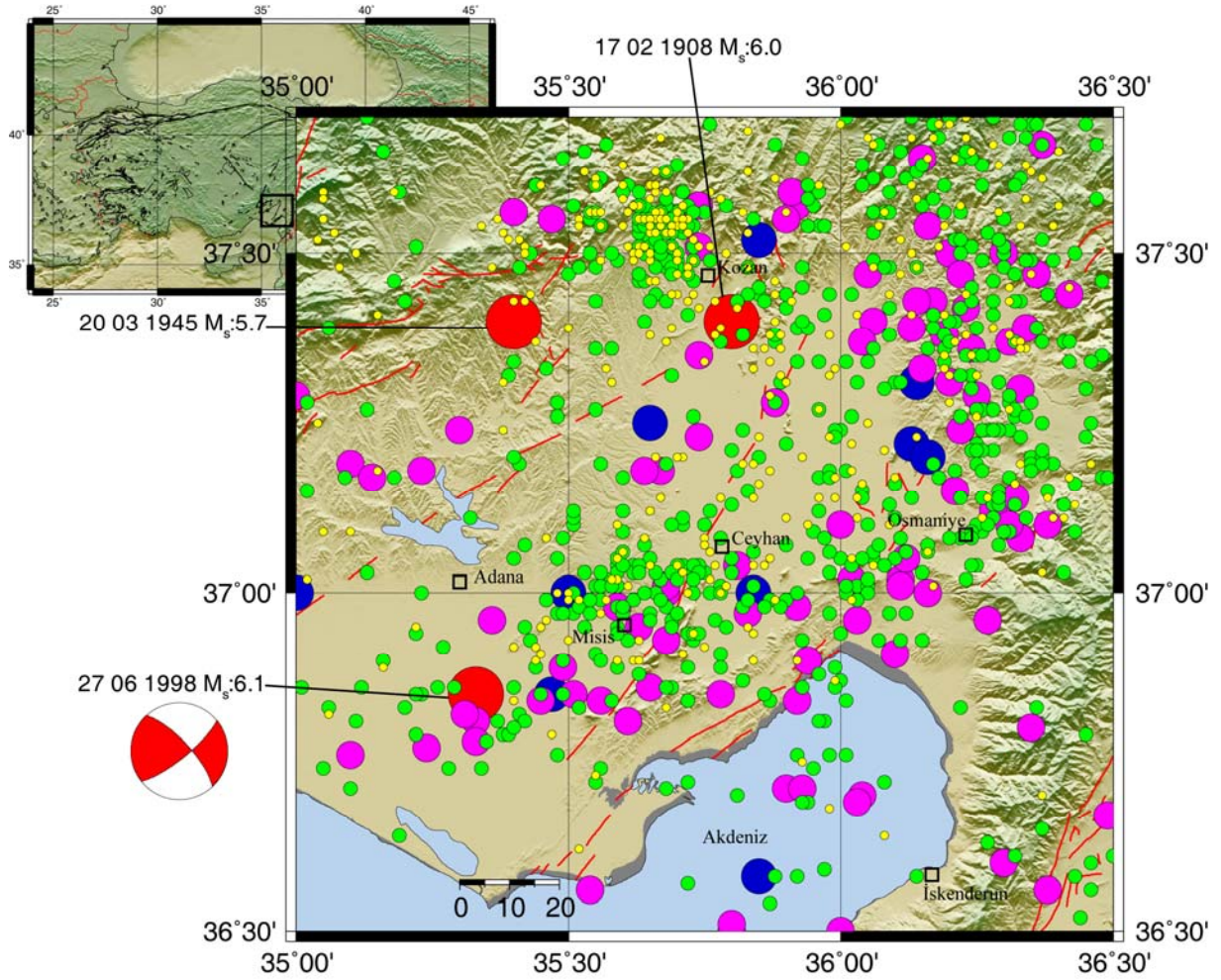
$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau - \mu'\Delta\sigma_n \quad (1)$$

$\Delta\tau$ fay düzlemi üzerindeki makaslama gerilmesindeki değişim, $\Delta\sigma_n$ ise fay düzlemine dik olarak gelişen normal gerilmedeki değişimdir. μ' ise efektif sürtünme katsayısıdır, bu katsayı laboratuvar deneylerinde 0-0.8 arasında değişmektedir, genel kabul olarak bu katsayı hesap-

lamalarda 0.4 olarak kabul edilmektedir (King vd., 1994).

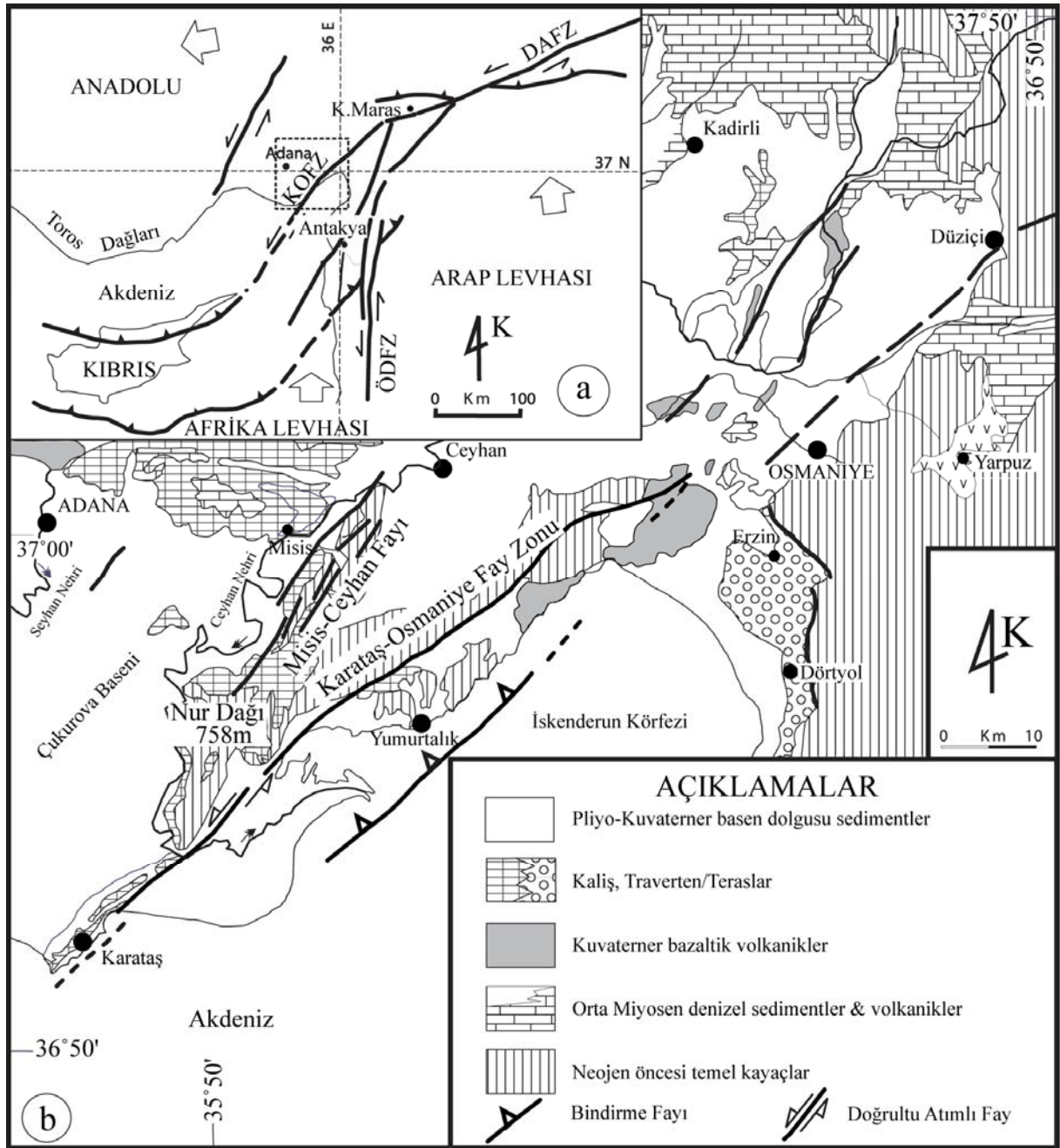
Bu nedenle, bu çalışmada da 0.4 olarak hesaplamalara dahil edilmiştir. Bu değerlerin hesapla-

ması sonucu elde edilen Coulomb gerilme değişimini ifade eden $\Delta\sigma_c$ değerinin pozitif olması gerilme değerinin arttığına, negatif çıkması ise gerilmenin düştüğü anlamına gelmektedir.



Şekil 1. Coulomb gerilme modellemesinde kullanılan depremlerin lokasyonları ve 1900-2009 Yılları arasında Adana-Ceyhan-İskenderun bölgesindeki deprem etkinliği ile 27 Haziran 1998 Misis-Ceyhan Depreminin odak mekanizması çözümü (Tan, 2004) (Deprem verileri Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü).

Figure 1. Location map of earthquakes used for Coulomb stress modelling, and activity of earthquakes are located in Adana-Ceyhan-İskenderun region from 1900 to 2009 with June 27th, 1998 Misis-Ceyhan earthquake focal mechanism solution (Tan, 2004) (Earthquake data were taken from the Bogazici University Kandilli Observatory And Earthquake Research Institute).



Şekil 2. a) Alp-Himalaya orojenin güney Anadolu bölümündeki ana jeolojik yapılar ve çalışma alanı **b)** Adana Baseni ve Iskenderun körfezinin bölgesel genel jeoloji haritası ile ana faylar (Gürsoy vd.'den (2003) değiştirilerek alınmıştır).

Figure 2. a) Outline tectonic map of the southern Anatolian sector of the Alpine Himalayan orogen and the location of the study area. **b)** Regional geological map of the Adana Basin-Gulf of Iskenderun (modified from Gürsoy vd., 2003).

Bir depremin neden olduğu gerilme değişiminin hesaplanmasında kullanılan parametrelerin sağlıklı olması yapılan hesaplamaların doğruluk derecesini artırmaktadır. Statik Coulomb gerilme değişiminin hesabında, faya ait parametreler kullanılmaktadır. Bu parametreler fayın doğrultusu, uzunluğu, eğimi, fay zonunun genişliği, kayma miktarı gibi parametrelerden oluşmaktadır. Bu parametreler ne kadar doğru ise bu statik gerilme değişimi de bununla orantılı olarak doğru olmaktadır. Bu çalışmada, tarihsel dönemde olmuş olan depremlere ait yeterli bilgi olmadığı için bölgede meydana gelen depremlere olan gerilme etkileri göz ardı edilmiştir (Çizelge 1). Ceyhan-Misis bölgesinde, 17 Şubat 1908, 20 Mart 1945 ve 27 Haziran 1998 yıllarında meydana gelen depremlere bağlı olarak gelişen, gerilme değişimi ve birbirlerine olan gerilme etkileri incelenecektir (Çizelge 2). Bu depremlerden, 17 Şubat 1908 ve 20 Mart 1945 tarihlerinde olan depremlerin odak mekanizması çözümü ve arazi çalışmalarından derlenmiş olan bilgiler eksiktir. Sadece depremlerin büyüklükleri, enlemleri ve boylamları bilinmektedir. Bu iki depremin, derinlik parametrelerinin eksik olması nedeni ile Ceyhan-Misis bölgesindeki, 1900'den günümüze kadar olan yaklaşık 1500 depremin, odak derinliklerinin ortalaması olan 13 km, depremlerin odak derinliği olarak kabul edilmiştir (Çizelge 2). 27 Haziran 1998 depreminin ise odak mekanizma çözümü, büyüklüğü, enlem, boylam ve derinliği gibi bilgiler mevcuttur (Çizelge 2). Bu deprem, yüzeyde kırık oluşturmamış fakat yüzeyde sıvılaşımlar meydana getirmiştir (Demirtaş, 1999). Nalbant vd.'nin (2002) Doğu Anadolu Fay Zonu'nda 1822-1971 yıllarında arasında meydana gelen depremlerin birbirleri ile olan etkileşimlerini faylara ait parametreleri Wells ve Coppersmith (1994) tarafından geliştirilen ampirik formülleri kullanarak üretilen hesaplamalarıdır. Bu çalışmada da onlar gibi doğrultu atımlı faylar için geliştirilen formüller kullanılarak fayın uzunluğu ve fay zonu genişliği hesaplanmıştır (Çizelge 2). 17 Şubat 1908 ve 20 Mart 1945 depremlerinin Coulomb gerilmesi hesaplaması yapılırken, bölgedeki fayların egemen doğrultu-

ları kullanılarak hesaplanmıştır. Depremleri oluşturan kaynak faylarla ilgili yeterli bilgi olmaması sebebiyle, bölgede sol yönlü fayların egemen olduğu göz önüne alınarak, eğim miktarı 90° ve rake (yan yatım açısı) ise 0° kabul edilerek hesaplamalara dahil edilmiştir. Ayrıca, çalışma alanındaki incelenen faylardaki depremlere ait atım değerleri, hesaplamalarda kullanılmadığı için fayların uç kesimlerinde meydana gelebilecek yapay gerilme artışlarını engellemek için "taper" düzeltilmesi yapılarak modellemeler yapılmıştır.

CEYHAN-MİSİS BÖLGESİNDEKİ DEPREMLERİN COULOMB GERİLME MODELLERİ

Ceyhan-Misis bölgesinde, öncelikli olarak 17 Şubat 1908 ve 20 Mart 1945 yılında M_s 6.0 ve M_s 5.7 olarak meydana gelen depremlerin modellenmesi yapılmıştır. Bu depremleri oluşturan faylara ait yeterli bilgi mevcut değildir. Bu nedenle daha önceden bahsedilen ampirik formüllerden elde edilen değerler (Fayın uzunluğu, Fay zonu genişliği) ile bu bölgedeki fayların genel konumları dikkate alınarak, üç farklı doğrultu (K53D, K40D ve K30D) için Coulomb gerilme değişim modelleri oluşturulmuştur. İlk olarak, 17 Şubat 1908 depreminin, 20 Mart 1945 depreminin oluşumuna etkisi araştırılmıştır (Şekil 3). Daha önce bahsedilen kabullerle 13 km derinlikte, fayın doğrultusunun K53D, K40D ve K30D doğrultusu olması durumunda, 1945 depreminin dış merkezinin olduğu yerde sırasıyla -0.644 bar, -0.789 bar ve -0.821 bar'lık gerilme düşüşleri olduğu tespit edilmiştir (Çizelge 3). 20 Mart 1945 yılında olan depremin de aynı şekilde, 27 Haziran 1998 yılında olan depremin dış merkezinin olduğu alandaki gerilme değişimi incelenmiştir (Şekil 3). Bu durumda da sırasıyla -0.087 bar, -0.107 bar ve -0.101 bar'lık gerilme düşüşleri olduğu belirlenmiştir (Çizelge 3). Şekil 4a' da ise üç büyük depremin oluşturduğu gerilme alanını 20 km derinlikte (27 Haziran 1998 depreminin odak derinliği olduğu bu derinlikte hesaplanmıştır (Çizelge 2) ve optimum doğrultu atımda

oluşturmuş olduğu gerilme alanlarındaki değişimi incelenmiştir. Buradaki hesaplamalarda 100 barlık bir bölgesel gerilme kabul edilmiştir. Bu modellemeye göre, 20 Mart 1945 depreminin, 17 Şubat 1908 depreminin meydana getirdiği gerilme alanı dışında meydana geldiği, aynı şekilde 20 Mart 1945 depreminin oluşturduğu gerilme alanı dışında da 27 Haziran 1998 depreminin meydana geldiği gözlenmiştir. 27 Haziran 1998 tarihinde meydana gelen depremin ise gerilme artışının en iyi gözlemlendiği 5 km derinlikte oluşturduğu gerilme dağılımının belirlenmesi için hazırlanan Coulomb gerilme modeline göre ise dört ara yönde (KD-GD-GB-KB) en düşük 0.2 bar ve depremin merkezine yakın alanlarda ise 2.2 bar' a ulaşan gerilme değerleri meydana gelmiştir (Şekil 4b). Ayrıca, 27 Haziran 1998 depremi ile artçı depremler arasındaki ilişki de incelenmiş ve artçı depremlerin genelde gerilme dağılımının kuzeydoğu lobunda yoğunlaştığı gözlenmiştir (Şekil 5).

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Ceyhan-Misis bölgesinde meydana gelmiş olan üç büyük depreme ait Coulomb gerilme modelleri oluşturulmuştur. Bu modellemeler yapılırken, en büyük sorunu 17 Şubat 1908 ve 20 Mart 1945 depremlerine ait yeterli bilgilerin olmaması oluşturmuştur. 17 Şubat 1908 tarihinde meydana gelen M_s 6.0 büyüklüğündeki depremi oluşturan fayın değişik doğrultuları da hesaba katılarak elde edilen Coulomb gerilme modellerine göre, 20 Mart 1945 tarihinde meydana gelen depremin oluşuma etki etmediği, aynı şekilde 20 Mart 1945 tarihli deprem için oluşturulan modellere göre de, 27 Haziran 1998 tarihinde meydana gelen depremin dış merkezinin olduğu alanda, 20 km derinlikte gerilme değerlerinde düşüşlere neden olduğu belirlenmiştir (Şekil 3).

Çizelge 1. Adana-Ceyhan bölgesindeki tarihsel depremler.

Table 1. Historical earthquakes around Adana-Ceyhan region.

Tarih	Enlem	Boylam	Şiddet(I_0)	Yer veya Etkilenen Alan	Kaynak
14.05.290	37.06	35.8	VIII	Ceyhan, Tarsus, İçel	Soysal vd., 1981
10.08.1114	36.5	35.5	IX	Ceyhan, Antakya, Maraş	Soysal vd., 1981
1855	37.06	35.75	VII	Ceyhan	Soysal vd., 1981

Çizelge 2. Adana-Ceyhan bölgesindeki modellenen depremlere ait parametreler.

Table 2. Parameters of modelled earthquakes around Adana-Ceyhan region.

Tarih	Saat (GMT)	Enlem (K)	Boylam (D)	h (km)	(M_s)	KU	FZG	S1 (°)	D1 (°)	R1 (°)	S2 (°)	D2 (°)	R2 (°)	FK	K
17.02 1908	03:00	37.40	35.80	13*	6.0	13.21	7.07	-	-	-	-	-	-	-	1
20.03 1945	07:58:49	37.40	35.40	13*	5.7	8.31	5.41	-	-	-	-	-	-	-	2
27.06 1998	13:55:54	36.85	35.33	33	6.1	15.41	7.73	50	85	10	319	80	175	SY	3
				20				51	77	17	317	73	166	SY	4 5

Tabloda kullanılan kısaltmalar: h: derinlik, M_s :Yüzey dalgası büyüklüğü, **S**: Doğrultu, **D**: Eğim, **R**: Rake, **FK**:Fay Karakteri, **SY**: Sol yanal doğrultu atımlı fay, **BÜKRDAE**: Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü. Wells ve Coppersmith(1994) doğrultu atımlı faylar için geliştirdiği ampirik formülleri kullanılarak ($M=a+b*\log(KU)$ ve $M=a+b*\log(FZG)$), **KU**: kırık uzunluğu, **FZG**: Fay zonu genişliği hesaplanmıştır. *17 Şubat 1908 ve 20 Mart 1945 yılındaki depremlerin odak merkez i derinlikleri, çalışma alanında meydana gelen yaklaşık 1500 adet depremin odak merkezi derinliklerinin ortalaması alınarak hesaplamalarda kullanılmıştır. **K - Tabloda kullanılan kaynaklar:** 1. BÜKRDAE, 2. Ambraseys (1988), 3. Aktar vd. (2000), 4. Tan (2004), 5. Tan vd. (2008).

Çizelge 3. 1908 ve 1945 depremlerini oluşturduğu düşünülen farklı doğrultulardaki (K50D, K40D, K30D) faylar için 13 km'de derinlikteki Coulomb gerilme değerleri.

Table 3. It is thought that different oriented faults (N50E, N40E, N30E) caused 1908 and 1945 earthquakes Coulomb stress values at 13 km depth.

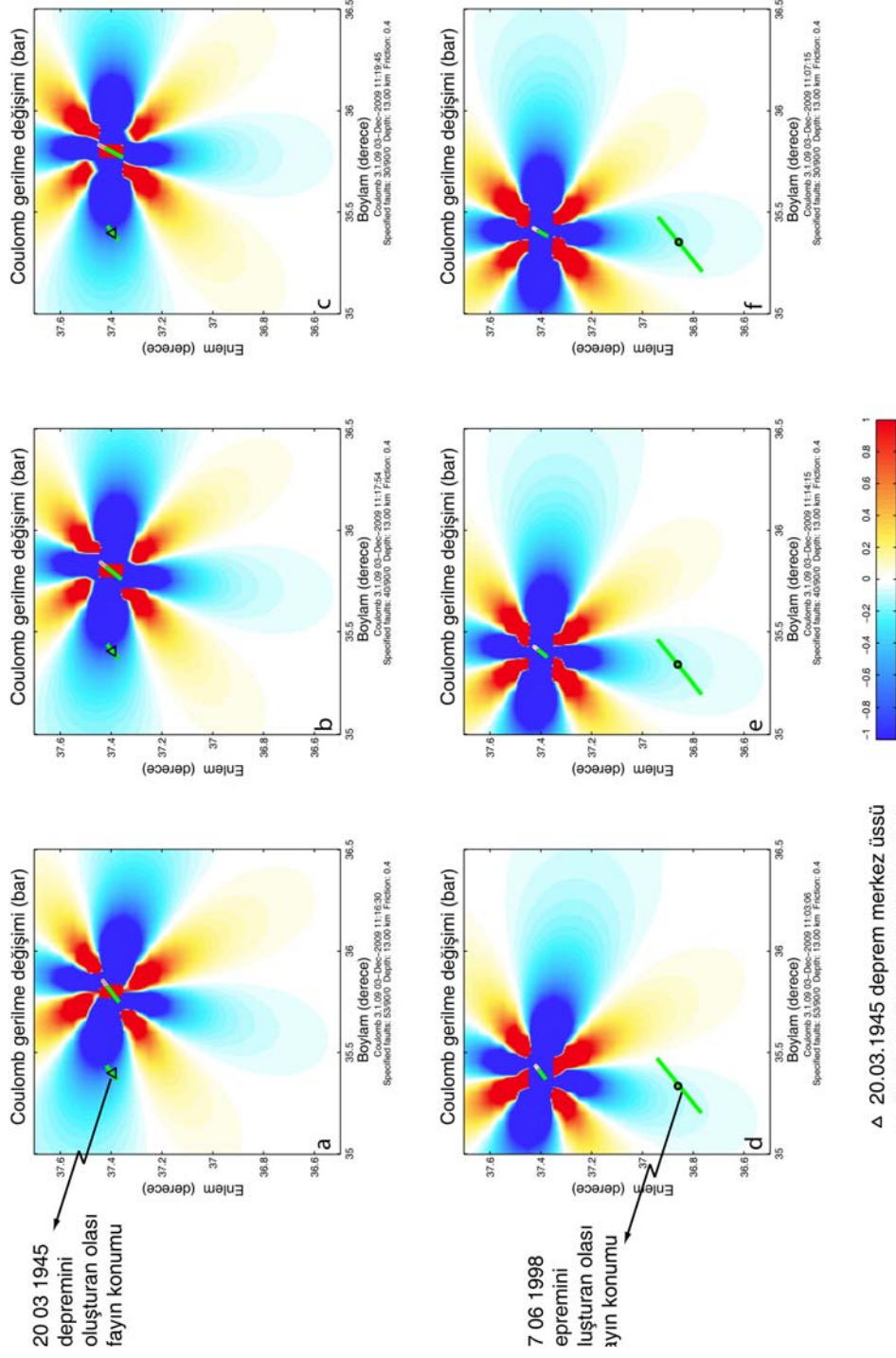
Hesaplama- larda kullanılan faylara ait konumlar		doğrultu	eğim	kayma açısı	doğrultu	eğim	kayma açısı	doğrultu	eğim	kayma açısı
		53	90	00	40	90	00	30	90	00
Gerilme değişimleri (bar)		Shear	Normal	Coulomb	Shear	Normal	Coulomb	Shear	Normal	Coulomb
Depremler	(a)	-0,523	-0,302	-0,644	-0,567	-0,554	-0,789	-0,523	-0,746	-0,821
	(b)	-0,152	0,164	-0,087	-0,145	0,095	-0,107	-0,120	0,048	-0,101

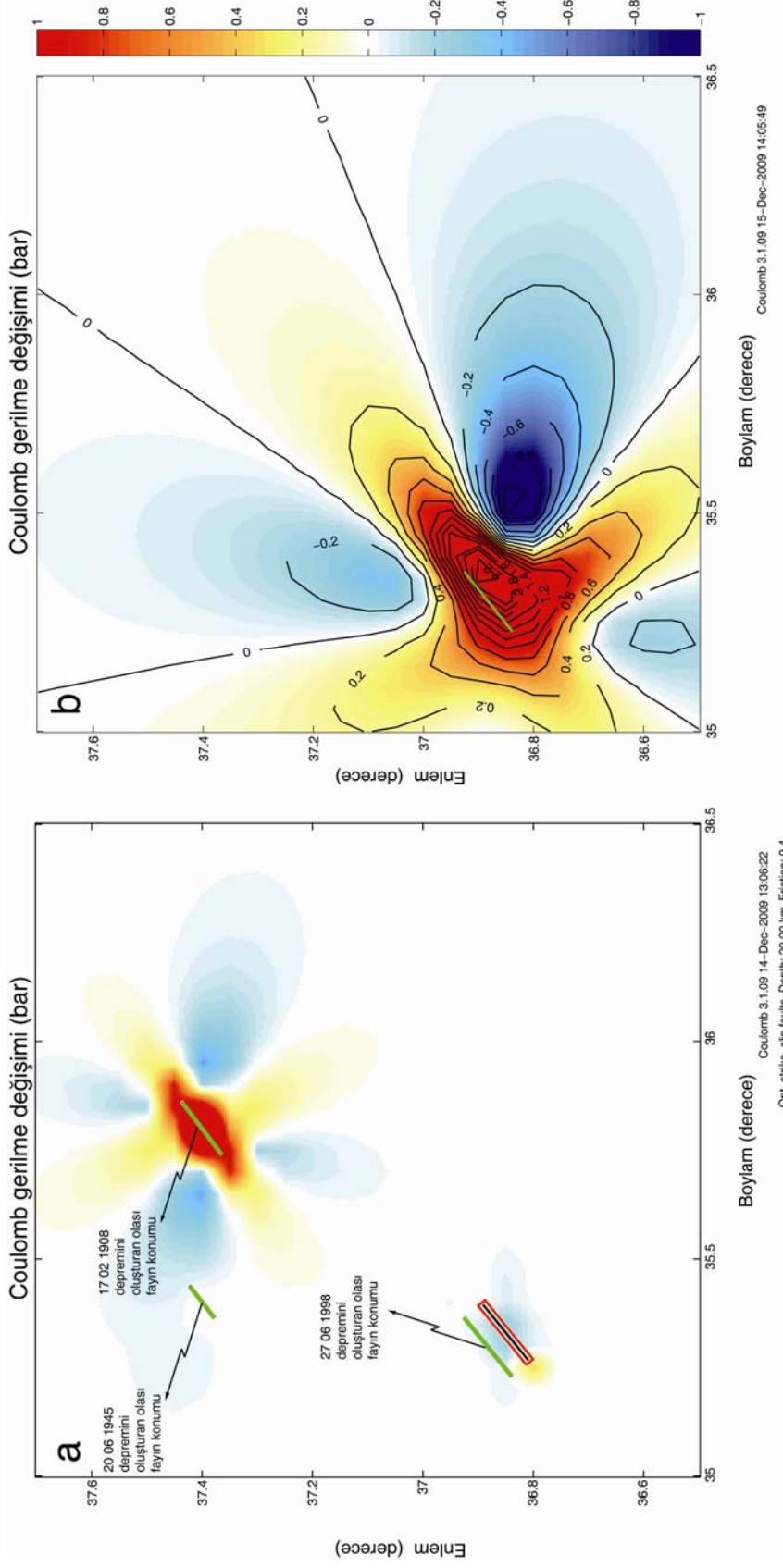
NOT: (a) - 17 Şubat 1908 depreminin 1945'ne etkisi, (b) - 20 Mart 1945 depreminin 1998'ne etkisi

Bu durumun, önemli ölçüde 17 Şubat 1908 ve 20 Mart 1945 depremlerinin lokasyonlarının tam olarak bilinmemesinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Örneğin; 20 Mart 1945 depremi Adana, Ceyhan, Tarsus, Misis, ve Antakya civarında şiddetle algılandığı ve Misis, Ceyhan ve Kozan'da ise can kaybına ve büyük hasara yol açtığı rapor edilmiştir (Eyidoğan vd., 1991). Bu durum göz önüne alındığında, 20 Mart 1945 depremini oluşturan kaynak fayın, yıkıcı etki yaptığı Ceyhan-Misis bölgesindeki Nur dağı yükselimine paralel uzanan KD-GB uzanımlı Misis-Ceyhan Fayı olma ihtimali çok yüksektir (Şekil 2). Hesaplamalarda kullanılan 20 Mart 1945 depreminin lokasyonu ile Ceyhan'a olan uzaklık ise yaklaşık 50 km'dir (Şekil 1). Eğer, 20 Mart 1945 depremi, Misis-Ceyhan Fayı'na bağlı olarak oluşması durumunda, bu depremin 27 Haziran 1998 depreminin oluşumuna etkisinin olacağı da olasılık dahilindedir. Yine benzer şekilde 17 Şubat 1908 depreminin, Ceyhan-Misis Fayı'nın kuzey ucunda olması durumunda, 20 Mart 1945 depreminin oluşumu veya erken olmasına neden olacak gerilme artışı meydana getirmiş olması da olasıdır.

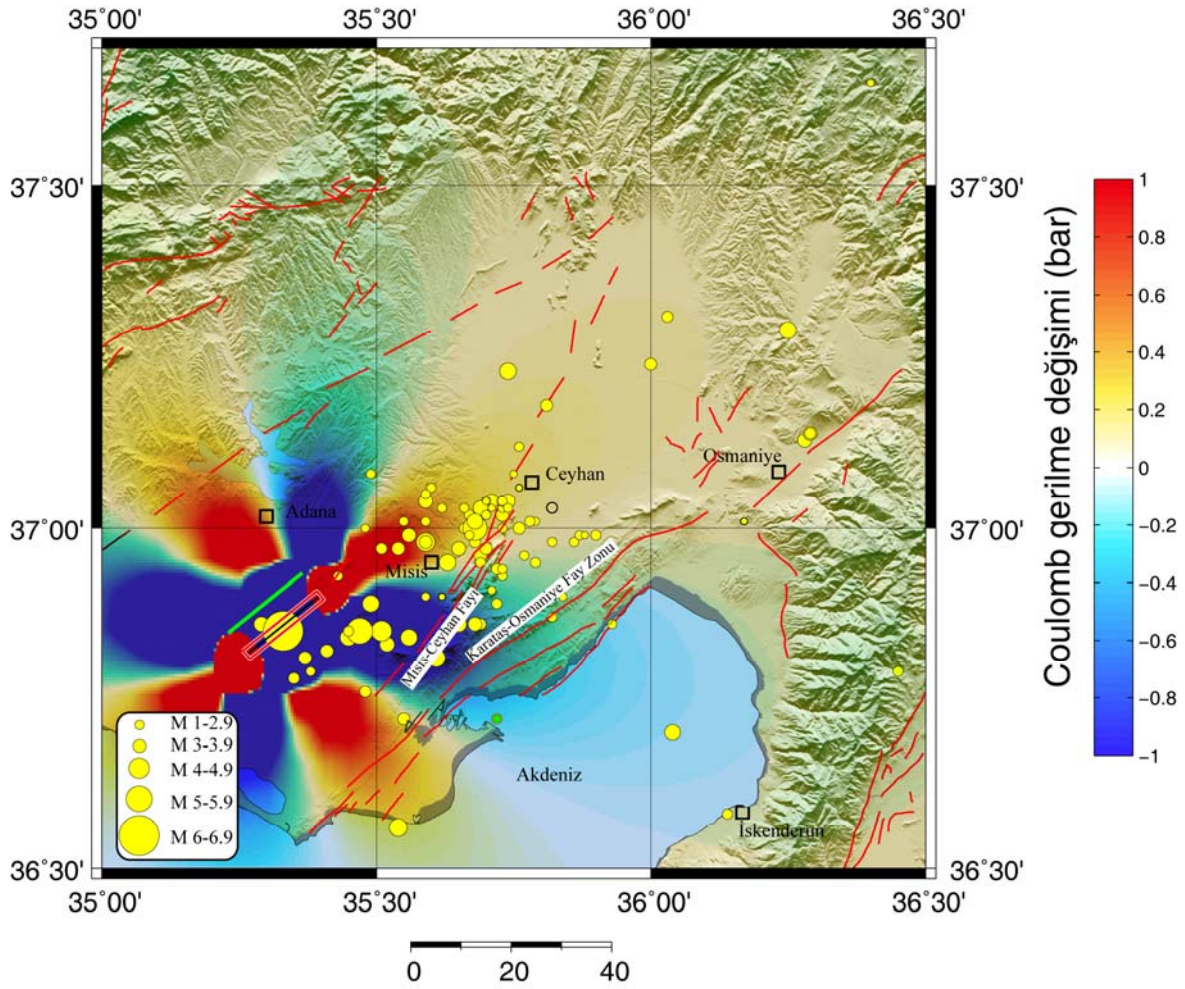
Şekil 4b'de, 27 Haziran 1998 tarihinde meydana gelen depremin odak mekanizması çözümü ve ampirik olarak hesaplanan fay

uzunluğu ve genişliği parametreleri kullanılarak hesaplanan Coulomb gerilme modelinin KD ve GD loblarında 0.2-2.2 bar arasında değişen gerilme artışları olduğu görülmüştür. Bu durumda, Karataş-Osmaniye Fay Zonu içerisinde yer alan Misis-Ceyhan Fayı'nın kuzeydoğu ucunda gerilme artışlarının olduğu ve bu kesimde artçı şokların da yoğunlaştığı gözlenmektedir (Şekil 5). Ayrıca gerilme dağılımı incelendiğinde Karataş-Osmaniye Fay Zonu'nun güneybatıya uzanan kesimi de gerilme artışının olduğu bölgeler içerisindedir (Şekil 5). Levha hareketleri sonucunda bir fay parçasının 0.1 bar yüklenmesi, levhaların relatif hızına bağlı olarak, uzun bir zaman içerisinde gerçekleşmektedir. Levha hareketleri ile San Andreas Fayı (SAF) kollarında 1.0 barlık bir yüklemenin 10 yıl alacağını Stein vd., (1996) hesaplamışlardır (Alp vd.,2006). Bu değerlere göre son olarak meydana gelen 27 Haziran 1998 depremi ile bölgede deprem riski artmış ve olası depremlerin zamanının daha erkene çekilmesine neden olmuş olabilir. Coulomb modellerinin sağlıklı sonuç verebilmesi için tarihsel depremlerin çok iyi aydınlatılması ve 1900 yılından sonra aletsel olarak kayıt yapılan dönemdeki depremlerin odak mekanizması çözümlerinin ve lokasyonlarının bilinmesi önem arz etmektedir.





Şekil 4. a) 20 km derinlikte, 1908-1998 yılları arasındaki $M_s \geq 5.7$ depremlerin Coulomb gerilme modeli **b)** 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis depreminin ($M_s 6.0$) 5 km derinlikteki Coulomb gerilme modeli.
Figure 4. a) Coulomb Stress model for $M_s \geq 5.7$ earthquakes from 1908 to 1998 at 20km. **b)** Coulomb stress model of June 27th, 1998 Ceyhan-Misis earthquake, ($M_s 6.1$) at 5 km depth.



Şekil 5. 27 Haziran 1998 Depremine (M_s 6.1) ait 20 km'deki Coulomb gerilme dağılımı. Daireler artçı şokları göstermektedir.

Figure 5. Coulomb stress change of June 27th, 1998 earthquake (M_s 6.1) at 20 km depth. The circles represent aftershock epicenters.

KATKI BELİRTME

Coulomb gerilme hesaplamalarında, Toda vd.,(1998) tarafından geliştirilen ve ücretsiz dağıtılan Coulomb 3.1 programı kullanılmıştır (<http://quake.usgs.gov/research/deformation/modeling/Coulomb/download.html>). Ayrıca, deprem lokasyonlarının yerleştirilmesinde ve üç boyutlu görüntülerin oluşturulmasında Generic Mapping Tools (GMT) programı kullanılarak hazırlanmıştır (Wessel and Smith,1998).

KAYNAKLAR

- Aktar, M., M. Ergin, S. Özalaybey, C. Tapırdamaz, A. Yörük, and F. Biçmen (2000), A lower-crustal event in the northeastern Mediterranean: The 1998 Adana earthquake ($M_w=6.2$) and its aftershocks. *Geophys. Res. Lett.*, 27(16), 2361–2364.
- Alp, H., Özçelik, S., Sezgin, N., Pınar, A., 2006. 2000-2002 Yıllarında Afyon Sultandağ Bölgesindeki Depremlerin ($M_w \geq 5.8$)

- Etkileşimi. İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 19,1, 101-112.
- Barka, A. and Akyüz, S., 1998. Deprem yerinden gözlemler (Observations from earthquake region). Cumhuriyet Gazetesi, 9.Temmuz. 1998.
- Barka, A.,1999. The 17 August 1999 Izmit earthquake. Science, 285, 1858-1859.
- Chinery, M.A.,1963. The stress changes that accompany strike slip faulting. Bull. Seismol. Soc. Am., 53, 921-932.
- Demirtaş, R., Yılmaz, R., 1996. "Sismisitedeki uzun süreli değişim ve güncel sismisiteyi esas alarak deprem tahminine bir yaklaşım" (Türkiye'nin Sismotektoniği'nde). BİB Yayınları, s. 91, Temmuz 1996, Ankara.
- Demirtaş, R., 1998. 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis Depreminde Sıvılaşma. Jeoloji Mühendisleri Odası Haber Bülteni Dergisi, 1998/3,12-16 Ankara.
- Eyidoğan, H., Utku, Z., Güçlü, U. and Değirmenci, E., 1991. Türkiye Büyük Depremleri Makro-sismik Rehberi (1900-1988). İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul.
- Harris, R. A., and Simpson, R. W., 1992. Changes In Static Stress On Southern California Faults After The 1992 Landers Earthquake. Nature, 360, 251-254.
- Hudnut, K. W., Seeber, L., and Pacheco, J., 1989. Cross-Fault Triggering in The November 1987 Superstition Hills Earthquake Sequence, Southern California. Geophys. Res. Lett., 16, 199-202.
- Gürsoy, H., Tatar, O., Piper, J. D. A., Heimann, A. and Mesci, L., 2003. Neotectonic deformation linking the east Anatolian and Karataş- Osmaniye intracontinental transform fault zones in the Gulf of İskenderun, southern Turkey, deduced from paleomagnetic study of the Ceyhan-Osmaniye volcanics. Tectonics, 22, 6.
- Jaumé, S.C. and Sykes L.R., 1992. "Change In The State Of Stress On The Southern San Andreas Fault Resulting From The California Earthquake Sequence Of April To June 1992. Science, 258, 1325-1328.
- King, G.C.P., Stein R.S., and Lin J., 1994. Static Stress Changes And The Triggering Of Earthquakes. Bull.Seism. Soc. Am., 84, 935-953.
- Lin, J., Stein, R., 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. Journal of Geophysical Research, 109, B02303.
- Nalbant, S.S., Hubert, A., King, G.C.P., 1998. Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the North Aegean Sea. J. Geophys. Res., 103, 24469-24486.
- Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of Seismic Society of America, 75, 1135-1154.
- Oppenheimer, D. H., Reasenberg P.A. and Simpson R.W., 1998. Fault Plane Solution For The 1984 Morgan Hill, California, Earthquake :Sequence: Evidence For The State Of Stress On The Calavaras Fault. J. Geophys. Res., .93, 9007-9026.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., Altınok, Y. 1981. Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğu (M.Ö. 2100-M.S. 1900). Tübitak proje No. TBAG-341, 87 s.
- Stein, R.S. and Lisowski, M.J., 1983. The Homestead Valley Earthquake Sequence, California Control Of Aftershocks And Postseismic Deformation. J. Geophys. Res., 88, 6477-6490.
- Stein, R. S., King, G. C. P., And Lin, J., 1992. Change In Failure Stress On The Southern San Andreas Fault System Caused By The 1992 Magnitude = 7.4 Landers Earthquake. Science, 258, 1328-1332.
- Stein, R.S., Barka, A., Dieterich, J.H., 1997. Progressive failure on the North

- Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int.*, 128, 594-604.
- Tan, O., 2004. The Source Mechanism Properties and Rupture Histories of the Caucasian, Eastern Anatolian and North Western Iranian Earthquakes. PhD Thesis, Istanbul Technical University, Istanbul, Turkey [in Turkish with English abstract, unpublished].
- Tan, O., Tapırdamaz, C., Yörük., A., 2008. The Earthquake Catalogues for Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. 17, 405–418.
- Toda, S., Stein, R. S., Reasenberg P. A. ve Dieterich, J. H., (1998). Stress transferred by the Mw=6.9. Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *Journal of Geophysical Research*, 103, 24543-24565.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1998. New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, 79 (47), 579.

Uğur TEMİZ

Bozok Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
66100 Yozgat

ugur.temiz@bozok.edu.tr

KB Anadolu ve Tokat yöresindeki Karakaya Karmaşığı (meta)- magmatik kayaçlarının mineraloji-petrografisi ve jeokimyası

Geochemistry and mineralogy-petrography of (meta)-magmatic rocks from the Karakaya Complex in the NW Anatolia and Tokat area

Sema TETİKER

Batman Üniveristesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Batman

ÖZ

Bu çalışmada KB Anadolu ve Orta Pontidler'de Sakarya Kompozit Birliği içerisinde yer alan Paleotetis ile ilişkili Permo-Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı birimlerindeki (meta)-magmatik kayaçların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri ortaya konularak, bu kayaçların köken ve tektonomagmatik konumlarına katkıda bulunulması amaçlanmıştır. Alt Karakaya birimlerine ait metamagmatikler (metatuf, metabazalt, andezitik metabazalt, metadiyabaz, metagabro) magmatik (hipokristalin porfirik, holokristalin taneseli, hipokristalin-mikrolitik porfirik, intersertal, glomeroporfirik ve amigdaloyidal) ve metamorfik (blastoporfirik, blastosubofitik, ve kataklastik) dokuludur. Kalıntı magmatik fazları plajiyoklaz, klinopiroksen (ojit, Ti-ojit), amfibol (kersutit) ve Fe-oksit (hematit, kromit) oluştururken; tremolit/aktinolit, \pm antofillit, stilpnomelan, epidot, klorit, ve serizit metamorfik minerallerdir. Üst Karakaya birimlerindeki spilitik bazaltlar hipokristalin porfirik, vitrofirik porfirik, vitrofirik-mikrolitik porfirik, amigdaloyidal ve glomeroporfirik dokuya sahip olup; bu kayaçlarda plajiyoklaz, klinopiroksen (ojit, Ti-Ojit) ve opak (hematit, götit), klorit, biyotit, epidot, tremolit/aktinolit ve eser natrolit ile prehnit bulunmaktadır. Genellikle alkali bileşimli olan bazaltik kayaçlar çoğunlukla manto bölgesinde yer almakta olup; Alt Karakaya birimleri E-MORB, Üst Karakaya birimleri OIB bileşimine yakındır. Dokusal özellikler, mineral birliktelikleri, tipik indeks mineral verilerine göre; Alt Karakaya birimleri yüksek basınç-düşük sıcaklık ile temsil edilen sıkışmalı, Üst Karakaya birimleri ise ısı akışının etkili olduğu genişlemeli baseni yansıtan diyajenetik/metamorfik özellikler göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: İz elementler; bazik volkanikler; köken; tektonik konum; Paleotetis.

ABSTRACT

In this study, it has been aimed to contribute the origin and tectonomagmatic setting of (meta)-magmatic rocks of the units of Permo-Triassic Karakaya Complex related to the Paleotethys by revealing the mineralogical-petrographical and geochemical properties of these rocks that is located within the Sakarya Composite Terrane in the NW Anatolia and Central Pontides. Metamagmatic rocks such as metatuff, metabasalt, andesitic metabasalt, metadiabase, metagabbro from the Lower Karakaya units are characterised by preserved magmatic (hypocrystalline porphyric, holocrystalline granular, hypocrystalline-microlitic porphyric, interstitial glomeroporphyric and amygdaloidal) and metamorphic (blastoporphyric, blastosubophitic and cataclastic) textures. The relict igneous phases are plagioclase, clinopyroxene (augite, Ti-augite), amphibole (kaersutite) and Fe-oxides (hematite, chromite), whereas tremolite/actinolite, \pm anthophyllite, stilpnomelane, epidote, chlorite and sericite are metamorphic minerals. Spilitic basalts in the Upper Karakaya units have hypocrystalline porphyric, vitrophyric porphyric, vitrophyric-microlitic porphyric, amygdaloidal and glomeroporphyric textures, and plagioclase, clinopyroxene (augite, Ti-augite), opaques (hematite, goethite), chlorite, biotite, epidote, tremolite/actinolite and trace natrolite and prehnite minerals are found in these rocks. Basaltic rocks are generally of alkaline character and situated within in mantle array. The Lower and Upper Karakaya units are similar to E-MORB and OIB respectively. According to textural properties, mineral associations and typical index mineral data, Lower Karakaya units reflect a high

pressure-low temperature metamorphism in the compressional basin, whereas Upper Karakaya units with a low heat flow conditions in the extensional basin that show diagenetic/metamorphic characteristics.

Keywords: Trace elements; basic volcanics; origin; tectonic setting; Paleotethys.

GİRİŞ

Sakarya Kompozit Birliği (Göncüoğlu vd., 1997) içerisinde Geç Paleozoyik-Erken Mesozoyik'de Paleo-tetis'in kapanması sürecinde kısa süreli olaylar zinciri kapsamında açılan okyanusal bir kenar havza olduğu belirtilen Karakaya Karmaşığı (Şengör vd., 1984) iki bölüme ayrılmaktadır (Tekeli, 1981): Bunlardan Alt Karakaya Karmaşığı; yapısal ve olasılıkla stratigrafik olarak altta yer almakta olup; Triyas sonunda genellikle yeşilist ve kısmen mavişist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, çoğunlukla metabazit, fillit ve mermer, az miktarda metaçört, metagabro ve serpantin ile temsil edilmektedir (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Üst Karakaya Karmaşığı ise, içerisinde çok sayıda Permo-Karbonifer yaşlı ortama yabancı kireçtaşı blokları içeren (Bailey ve McCallien, 1950, 1953; Erol, 1956), kuvvetlice deforme olmuş Permiyen veya Triyas yaşlı dört seriden (arkozik kumtaşı; kireçtaşı blokları grovak; bazalt, kireçtaşı, tane akıntısı, moloz akıntısı ve olistostrom; şeyl) oluşmaktadır (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Karakaya Karmaşığı; kuzeyde İntra-Pontid Kenedi, güneyde sırasıyla İzmir-Ankara-Erzincan Kenedi ve Torid-Anatolid Platformu'na ait kayaçlarla sınırlı olan Sakarya Kompozit Birliği içerisinde yüzeylemektedir (Şekil 1).

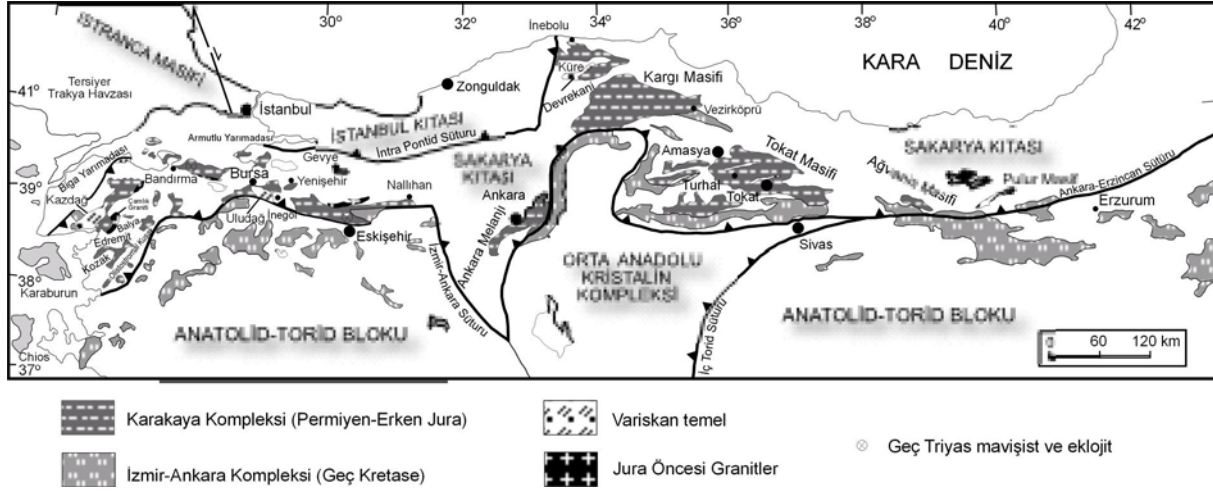
Bingöl vd. (1975) tarafından tanımlandığı 1975'den beri birçok sayıda veri üretilmesine karşın, Karakaya Karmaşığı'nın çökme ortamı ve tektonik gelişimi üzerindeki tartışmalar devam etmektedir. Bu tartışmalar ışığında Karmaşığa ait tektonik modeller üç farklı başlık altında verilebilir: Rift modeli (Bingöl vd., 1975; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984; Şengör vd., 1984; Koçyiğit, 1987; Genç ve Yılmaz, 1995; Göncüoğlu vd., 2000), Dalma-Batma-Eklenme modeli (Stampfli vd., 2001) ve Dalma-Batma modeli (Tekeli, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Pickett vd., 1995; Pickett ve Robertson, 1996; Okay, 2000). Bu çalışmada; KB Anadolu (Balıkesir-Çal, Bursa-Orhaneli-Demirtaş) ve Orta Pontidler (Tokat-

Turhal-Zile) olmak üzere iki farklı alanda, Karakaya Karmaşığı içerisinde yer alan (meta-)magmatik kayaçlardaki mineral birliktelikleri ve jeokimyasal özelliklerine göre benzerlik ve/veya farklılıkları ortaya konularak tektonomagmatik evrimlerine bir yaklaşımda bulunulması amaçlanmıştır.

JEOLJİK KONUM

Karakaya Karmaşığı volkanosedimanter istif diyajenetik-metamorfik evrimlerinin yanı sıra, Kimmeriyen ve Alpin orojenezlerinin etkileri ile deformasyona uğrayarak tektonik dilimlere ayrılmış ve ilksel konumlarını kaybetmiş olmalarından dolayı düzenli bir istif sunmamaktadır (Örneğin; Okay ve Göncüoğlu, 2004). Bununla birlikte, Karakaya Karmaşığı'nın stratigrafik dizilimi (Okay vd., 1991), kısaca diyajenetik/metamorfik dereceleri ile birlikte litolojik özellikleri aşağıda sunulmuştur (Tetiker vd., 2009a, 2009b).

KB Anadolu'da Alt Karakaya Karmaşığı birimlerinden Nilüfer birimi; metapsamit-metapelit-metakarbonat (metakumtaşı, sleyt, fillit, şist, metakireçtaşı, metadolomit, mermer) kayaçları ve bunlarla ardalı ve deforme olmuş yeşil renkli, yer yer tabakalanmalı ve kalın metabazik kayaçlardan (metavolkanik, metatüf) oluşmaktadır. Hodul birimi; metamorfik bir temel üzerinde yer alan kumtaşı, şeyl, silttaşı, arkozik kumtaşları ile arakatkılı (meta-) pelitik kayaçlar (çamurtaşı, şeyl, sleyt, silttaşı) ve metakireçtaşı blokları içermektedir. Orhanlar birimi; yer yer metakireçtaşı blokları ve pelit (şeyl) arakatkılı, sarı-kahve ve yeşil renkli, bol miktarda metamorfik ve volkanik kayaç parçaları içeren kumtaşlarından oluşmaktadır. Çal birimi, olistostromal kireçtaşı blokları, altere aglomera seviyeleri ile geçişli spilitik bazalt ve kırıntılı kayaçlar (çamurtaşı, şeyl, kumtaşı) ile temsil edilmektedir.



Şekil 1. Karakaya Karmaşığı ve ilgili birimlerin dağılımını gösteren Kuzey Anadolu'nun tektonik haritası (Okay ve Göncüoğlu, 2004).

Figure 1. Tectonic map of North Anatolia showing distribution of the Karakaya Complex and related units (Okay ve Göncüoğlu, 2004).

Temeli Permo-Triyas yaşlı metamorfik kayaç topluluklardan oluşan Turhal Metamorfileri (Özcan vd., 1980; Gökçe, 1983; Rojay ve Göncüoğlu, 1997) ve Devecidağ Karışığı (Özcan vd., 1980); Karakaya Karmaşığı'nın Orta Pontidler'deki eşdeğerlerini temsil etmektedir. Alt Karakaya Karmaşığı birimlerinden Turhal Metamorfileri, gri-yeşil renkli metaklastikler ile ardalanma sunan metabazik kayaçlardan (metabazalt, metatüfit, metagabro, metadiyabaz); Üst Karakaya Karmaşığı birimlerinden Devecidağ Karışığı metaklastik, metavolkanitik (spilitik) seviyeler ve metakireçtaşı bloklarından oluşmaktadır.

MATERYAL VE YÖNTEM

Bu çerçevede KB Anadolu ve Tokat yöresinden noktasal ve çoğunluğu ölçülü kesitler boyunca toplam 194 adet örnek derlenmiş ve Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarlarında (ince-kesit petrografisi, XRD-X-ışınları kırınımı) incelenmiştir (Tetiker, 2009). Optik mikroskop incelemeleri binoküler alttan aydınlatmalı polarizan mikroskobunda yapılmıştır. Seçilen magmatik kayaç örneklerinin kimyasal analizleri Activation Laboratuvarları'nda (Ontario-Kanada)

gerçekleştirilmiştir. Ana element çözümlerlerinde lityum metaborat/tetraborat eritiş ICP, iz/esor ve REE çözümlerinde ICP-MS kullanılmıştır.

MİNERALOJİ ve PETROGRAFI

Nilüfer Birimi

Birime ait metavolkanojenikler (metatüf, metabazalt, andezitik metabazalt) hipokristalin porfirik, hipokristalin mikrolitik porfirik, intersertal ve glomeroporfirik dokuludur. Açık renkli bileşenleri plajiyoklaz, koyu renkli bileşenleri ise klinopiroksen (ojit, Ti-ojit), klinoamfibol (tremolit/aktinolit, \pm kersutit) ve Fe-oksit mineralleri oluşturmaktadır. Hamurda ince-taneli tremolit/aktinolit, epidot, klorit, serizit ve stilpnomelan mineralleri çok düşük-düşük dereceli metamorfizmayı temsil etmektedir. Metamorfizma özellikleri dikkate alındığında tüm metavolkanik kayaçlar için ilksel magmatik dokularının yanı sıra, blastoporfirik ve kataklastik dokular da tanımlanmıştır.

Mikrolitik porfirik dokulu kayaçlarda plajiyoklaz (zonlu dokulu ve polisentetik ikizlenmeli) mikrolitleri oluşturmaktadır. Bağlayıcı malzemeyi

çoğunlukla volkanik cam, fillosilikat ve amfibol mineralleri temsil etmektedir. Volkanik camda çoğunlukla killeşme (klorit), silisleşme, yer yer Fe-oksidadasyonu ve karbonatlaşma gözlenmektedir. Fenokristallerden ojit ve pembe renkli Ti-ojitler özşekilli olup, yer yer kataklastik etkiler göstermektedir (Şekil 2a). Piroksenlerde az olmakla birlikte uralitleşme gözlenmektedir.

Çal Birimi

Bu birimdeki spilitik bazaltlar hipokristalin porfirik, vitrofirik porfirik, vitrofirik-mikrolitik porfirik, amigdalooidal ve glomeroporfirik dokuya sahiptir. Açık renkli bileşenleri plajiyoklaz, koyu renkli bileşenleri ise çoğunlukla klinopiroksen (ojit, Ti-Ojit) ve opak mineraller (hematit, götit); metamorfizma ürünlerini klorit, biyotit, epidot, tremolit/aktinolit temsil etmektedir. Bağlayıcı malzemeyi plajiyoklaz mikrolitleri ve çoğunlukla kloritleşmiş volkan camı oluşturmaktadır. Plajiyoklaz minerallerinin hamurda mikrolitik oluşumlarının yanı sıra, az da olsa zonlu dokuya sahip fenokristalleri de bulunmaktadır. Volkanik kayaçlar genellikle 0.2-1.5 mm çapındaki küresel, elipsoidal yer yer birleşik amigdallere sahiptir. Gözeneklerde kalsit mineralleri başta olmak üzere, klorit (Şekil 2b), C-S, C-V, kalsedonik kuvars, epidot ve \pm natrolit bulunmaktadır. Kalsit mineralleri bazı kesitlerde, kalıntı piroksen ve/veya olivin (?) psödomorflarında dolgu biçiminde izlenmektedir. Klinopiroksenlerden ojit ve Ti-ojitler çoğunlukla fenokristal, kısmen de hamurda mikrolitleri temsil etmektedir. Spilitik bazaltlarda mikrolaminasyon ve yönlendirmenin de yer yer gözlenmektedir.

Turhal Metamorfileri

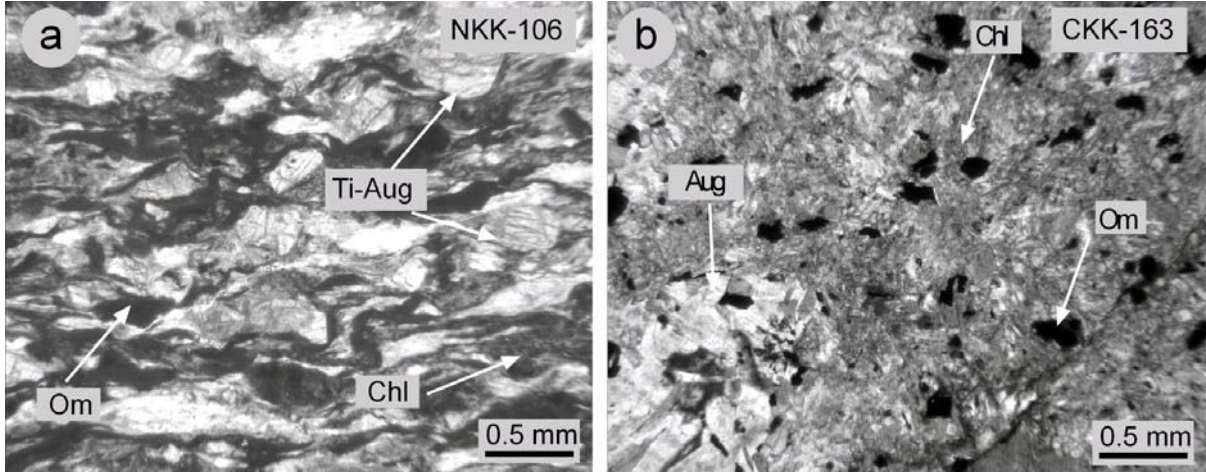
Metamagmatik (metabazalt, metatüf, metatüfit, metadiyabaz, metagabro) kayaçlar hipokristalin porfirik, hipokristalin-mikrolitik porfirik, amigdalooidal ve glomeroporfirik dokuludur. Açık renkli bileşenleri plajiyoklaz, koyu renkli bileşenleri ise klinopiroksen (ojit, Ti-ojit), tremolit/aktinolit ve opak (hematit, kromit) mineraller oluşturmaktadır. Kuvars ve kalsit ise çatlaklarda ikincil olarak bazı metavolkaniklerde yaygın olarak gözlenmektedir. Hamuru çoğunlukla mikrolitler, volkanik cam ve

bozuşma ürünü fillosilikatlar oluşturmakta ve bu mineraller yer yer yönlendirmeye göstermektedir. Volkanik camda çoğunlukla kloritleşme, serizitleşme, epidotlaşma, silisleşme, yer yer Fe-oksidadasyonu ve karbonatlaşma gözlenmektedir. Piroksenler mikrolitik hamur içerisinde özşekilli fenokristaller biçiminde olup, bu minerallerde yaygın olarak uralitleşme sonucu iğnemi tremolit/aktinolit mineralleri gelişmiştir. Prizmatik ve ışınal tremolit/aktinolit mineralleri matriks içerisinde volkanik camdan itibaren neoformasyon ürünü olarak da gözlenmiştir. Epidot mineralleri gözeneklerin yanı sıra, hamur içerisinde de yaygın olarak bulunmaktadır.

Piroklastik kayaçlar vitroklastik dokulu olup, fenokristalleri plajiyoklaz ve ojit mineralleri oluşturmaktadır. Gözenek ve çatlaklarda gelişmiş kimyasal kökenli kalsit ve klastik kökenli metamorfik kayaç parçalarına ise ender olarak rastlanılmaktadır. Matrikste volkanik camdan itibaren silisleşme, epidotlaşma, serizitleşme ve kloritleşme gözlenmektedir. İnce ve iri taneli bileşenlerin yönlendirmesi ile mikrolaminasyonlar da gelişmiştir.

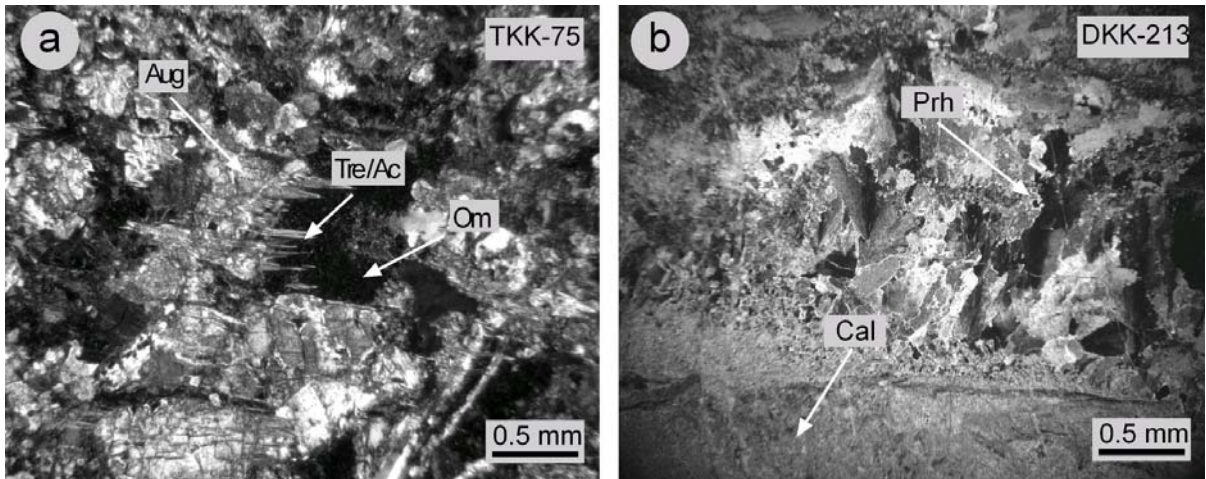
Holokristalin taneli, blastosubofitik dokulu metagabrolarda; koyu renkli bileşenleri başlıca magmatik kökenli klinopiroksen (ojit) ve ortopiroksen (enstatit) ile metamorfik kökenli klinoamfibol (tremolit/aktinolit, \pm antofillit), ayrıca Fe-oksit mineralleri (hematit, kromit); açık renkli bileşenleri ise feldispat (plajiyoklaz) mineralleri oluşturmaktadır. Kalsit, kuvars, epidot, klorit ve \pm stilpnomelan gözenek ve çatlaklarda yer alan post-magmatik minerallerdir. Klinopiroksen mineralleri yaygın olarak uralitleşme sonucu lifsi/prizmatik tremolit/aktinolit minerallerine dönüşmüştür (Şekil 3a).

Holokristalin porfirik, blastoofitik ve blastoporfirik dokulu metadiyabazlarda; koyu renkli bileşenleri başlıca klinopiroksen (ojit), klinoamfibol (tremolit/aktinolit) ve Fe-oksit mineralleri (hematit), açık renkli bileşenleri ise feldispat (plajiyoklaz) mineralleri oluşturmaktadır. Metagabrolardan daha ince taneli olmaları, enstatit ve kromit içermemeleri ile ayırt edilmektedir.



Şekil 2. KB Anadolu bölgesi metabazaltik kayaçlarının mikrofotografaları (tek nikol), a) Nilüfer Birimi metabazaltlarında pembe renkli Ti-ojit mineralleri, b) Çal Birimi metabazaltlarının gözeneklerinde klorit mineralleri (Ti-Aug=Titan-ojit, Chl=Klorit, Om=Opak mineral, Aug=Ojit).

Figure 2. Microphotographs of metabasaltic rocks (parallel nicol) in the region of NW Anatolia, a) Pink-colored Ti-Augite minerals in metabasalts of the Nilüfer unit, b) Chlorite minerals within the amygdules of the Çal unit (Ti-Aug=Titanaugite, Chl=Chlorite, Om=Opac mineral, Aug=Augite).



Şekil 3. Tokat yöresi metamagmatik kayaçlarının mikrofotografaları (çift nikol), a) Turhal Metamorfitleeri metagabrolarında piroksenlerde gelişmiş iğnemi tremolit/aktinolitler, b) Devecidağ Karışığı metabazaltlarında prehnit ve eşlikçi mineraller (Aug=Ojit, Ep=Epidot, Tre/Ac=Tremolit/ aktinolit, Om=Opak mineral, Prh=Prehnit, Cal=Kalsit).

Figure 3. Microphotographs of metamagmatic rocks in the Tokat area (crossed nicol) a) Accicular tremolite/actinolites developed in the pyroxenes of the Turhal Metamorphites metagabbros, b) Prehnite and associated minerals of the Devecidağ Melange metabasalts (Aug=Augite, Ep=Epidote, Tre/Ac=Tremolite/ Actinolite, Om=Opac mineral, Prh=Prehnite, Cal=Calcite).

Devecidağ Karışığı

Çoğunlukla hipokristalin porfirik ve amigdaloidal, kısmen hipohyalin mikrolitik porfirik dokulu metabazaltik kayaların açık renkli bileşenlerini plajiyoklaz, koyu renkli bileşenlerini klinopiroksen (ojit, Ti-ojit), epidot, \pm prehnit ve opak mineraller temsil etmektedir. Hamuru volkanik cam ve fillosilikat mineralleri oluşturmaktadır. Volkanik camda çoğunlukla kloritleşme ve serizitleşme, yer yer Fe-oksasyonu (hematit) ve karbonatlaşma gözlenmektedir. Genellikle 0.2-2 mm çapında küresel ve elipsoyidal amigdallerde, kalsit mineralleri başta olmak üzere klorit, smektit, C-S, C-V ve epidot mineralleri bulunmaktadır. Kalsit damarlarına ve birbirine paralel bantlar biçimindeki prehnit minerallerinin iri kristalleri çubuksu yelpaze, küçük kristalleri ise kısa prizmatik ve birbirini kesen levhamsı görünüme sahiptir (Şekil 3b).

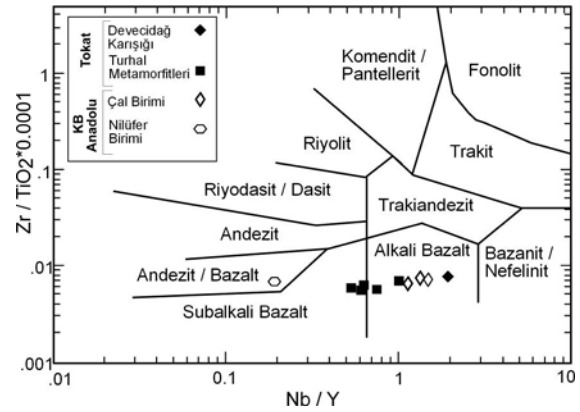
JEOKİMYA

İncelenen birimlere ait magmatik kayalardan (7 adet metavolkanik, 1 adet metatüf ve 2 adet metagabro) elde edilen ana ve iz/ eser element çözümlerine sonuçları Çizelge 1 ve 2'de verilmiştir. Bir örnek hariç, diğer örneklerin ateşte kayıpları % 2'nin üzerinde olmakla birlikte; en azından çoğu iz/ eser ve nadir toprak elementlerinin kullanımı açısından bu çözümlerinin kullanılması yoluna gidilmiştir. Metagabrolar da aynı tektonik süreçlerden geçmiş olması nedeniyle karşılaştırma için bu başlık altında değerlendirilmeye alınmıştır.

Sınıflandırma ve adlandırma

Magmatik kayalar ana ve iz element içerikleri dikkate alınarak çeşitli araştırmacıların diyagramlarında sınıflandırılmış ve adlandırılmıştır. KB Anadolu ve Tokat yöresi örnekleri karşılaştırma amacıyla birlikte gösterilmiştir.

Magmatik kayaların $Zr/TiO_2-Nb/Y$ diyagramındaki (Winchester ve Floyd, 1977) dağılımlarına göre; Nilüfer birimi andezit/bazalt, Çal birimi alkali; Turhal Metamorfitle'ne ait örnekler subalkali kısmen alkali, Devecidağ Karışığı ise alkali bazalt bölgesinde bulunmaktadır (Şekil 4).



Şekil 4. Karakaya Karışığı magmatik kayaların hareketsiz elementlere ($Zr/TiO_2 \cdot 0.0001-Nb/Y$) göre sınıflandırılması ve adlandırılması (Winchester ve Floyd, 1977).

Figure 4. Classification and nomenclature of the magmatic rocks from the Karakaya Complex based on immobile elements ($Zr/TiO_2 \cdot 0.0001-Nb/Y$) (Winchester and Floyd, 1977).

Magmatik süreçler

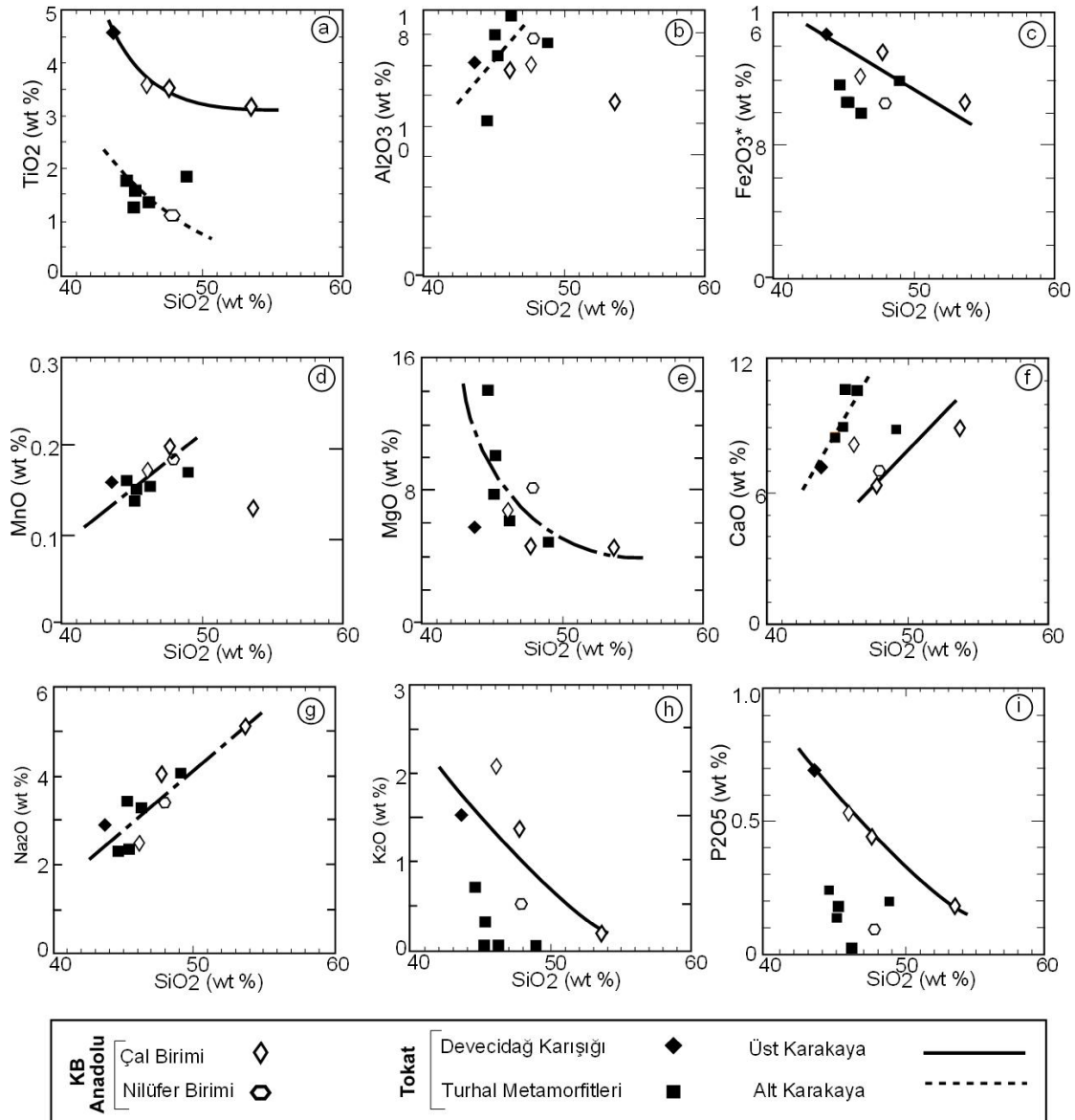
Volkanik kayaların oluşumunda etkili olan süreçlerin (fraksiyonel kristalleşme, kısmi ergime, magma karışımı ve kirlenme) anlaşılmasında elementsel ilişkiler önemli olup; oksit-oksit, oksit-iz ve iz-iz element değişim diyagramları kullanılmıştır.

Oksit-oksit diyagramlarına göre (Şekil 5); KB Anadolu ve Tokat yöresine ait örneklerin yanı sıra, Alt ve Üst Karakaya birimleri de farklı kümelenmeler ile birbirinden ayrılmaktadır. Ayrıca, SiO_2-TiO_2 , $-K_2O$, $-MgO$, $-Fe_2O_3$, $-CaO$ ve $-P_2O_5$ zayıf negatif, $-Na_2O$ ise kısmen pozitif yönelime sahip olup; Üst Karakaya'yı temsil eden birimlere ait kayaç örneklerinin birbiriyle daha uyumlu olarak dağıldığı gözlenmektedir.

Oksit-iz element dağılımı açısından KB Anadolu ve Tokat yöresinde Karakaya Karışığı birimlerini temsil eden kayalarda $SiO_2 - (Rb, Ba, Th, Hf, Cs)$ arasında pozitif; buna karşın $SiO_2 - (Sr, Co, Sc)$ arasında negatif bir ilişki bulunmaktadır (Şekil 6).

KB Anadolu ve Tokat yöresi metamagmatik kayalarındaki iri katyonlu litofil (LILE) ve/veya kalıcılığı yüksek olan elementlerin (HFS) oransal ikili değişim diyagramlarında Nb-Zr arasında pozitif bir ilişki söz konusu olup, örnek sayısı sınırlı olmakla birlikte fraksiyonel kristallenme yöneliminin işaretleri gözükmemektedir (Şekil 7a). Y/Nb-Zr/Nb diyagramında tüketilmiş manto kaynaklı Nilüfer birimi hariç, diğer kayaç örnekleri

kabuksal kirlenme ve zenginleşmiş manto kaynağına işaret etmektedir (Şekil 7b). Rb/Y-Nb/Y diyagramında Çal birimini temsil eden magmatikler tüketilme; buna karşın Turhal Metamorfitleri'ne ait magmatiklerde zenginleşme ve kabuksal kirlenmeyi gösteren dizilimler ortaya çıkmaktadır (Şekil 7c).



Şekil 5. Karakaya Karmaşığı magmatik kayalarının SiO_2 -ana element ikili değişim diyagramları, a) SiO_2 - TiO_2 , b) SiO_2 - Al_2O_3 , c) SiO_2 - tFe_2O_3 , d) SiO_2 - MnO , e) SiO_2 - MgO , f) SiO_2 - CaO , g) SiO_2 - Na_2O , h) SiO_2 - K_2O , i) SiO_2 - P_2O_5 .

Figure 5. SiO_2 -major element binary variation diagrams of the magmatic rocks from Karakaya Complex, a) SiO_2 - TiO_2 , b) SiO_2 - Al_2O_3 , c) SiO_2 - tFe_2O_3 , d) SiO_2 - MnO , e) SiO_2 - MgO , f) SiO_2 - CaO , g) SiO_2 - Na_2O , h) SiO_2 - K_2O , i) SiO_2 - P_2O_5 .

Çizelge 1. KB Anadolu ve Tokat Bölgesi'nde Karakaya Karmaşığı'na ait birimlerdeki (meta-) magmatik kayaların ana element çözümü sonuçları (%) ($\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ = Toplam Fe olarak, LOI= Ateşte Kayıp-1000 °C). **Table 1.** Major elements analyses results (%) from (meta-)magmatic rocks of the Karakaya Complex units in the NW Anatolia and Tokat regions (%) ($\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ = As total Fe, LOI= Loos on Ignition-1000 °C).

Birim Kayaç	Nilüfer	Çal				Turhal					Devecidağ
		Metabazalt				Metagabro	Metatüf	Metabazalt	Metagabro	Metabazalt	
Örnek/ Oksit %	NKK- 101	CKK- 163	CKK- 183	CKK- 184	TKK-11	TKK-40	TKK-53	TKK-69	TKK-72	DKK-209	
SiO ₂	47.92	46.17	47.74	53.69	49.04	44.69	45.38	46.32	45.27	43.71	
TiO ₂	1.108	3.611	3.515	3.184	1.866	1.76	1.581	1.351	1.266	4.583	
Al ₂ O ₃	15.96	13.86	14.40	11.71	15.61	10.40	14.89	17.43	16.16	14.38	
$\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$	10.62	12.29	13.75	10.64	11.98	11.73	10.66	10.02	10.67	14.8	
MnO	0.185	0.174	0.202	0.132	0.170	0.161	0.151	0.154	0.137	0.158	
MgO	8.21	6.80	4.61	4.55	4.88	14.05	10.08	6.15	7.75	5.67	
CaO	7.04	8.22	6.32	8.95	8.92	8.61	10.76	10.71	9.07	7.19	
Na ₂ O	3.39	2.55	4.11	5.18	4.09	2.31	2.36	3.3	3.44	2.89	
K ₂ O	0.52	2.09	1.36	0.18	0.03	0.71	0.32	< 0.01	< 0.01	1.52	
P ₂ O ₅	0.09	0.54	0.45	0.19	0.20	0.24	0.18	0.02	0.14	0.69	
LOI	4.87	3.60	3.45	1.27	2.57	4.84	3.49	4.82	4.95	3.61	
Toplam	99.93	99.91	99.91	99.69	99.36	99.52	99.86	100.20	98.89	99.19	

Karakaya Karmaşığı magmatiklerinin köken malzemesini belirlemek amacıyla tipik bileşimler eklenerek (tüketilmiş MORB mantosu-DMM ve ilksel manto-PM: McDonough ve Sun, 1995; kondrit-C1: Boynton, 1984; normal-okyanus ortası rift bazaltı-N-MORB, zenginleşmiş-okyanus ortası rift bazaltı-E-MORB, okyanus adası bazalt-OIB: Sun ve McDonough, 1989; üst kıtasal kabuk-UC: Taylor ve McLennan, 1985; alt kıtasal kabuk-LC: Weaver ve Tarney, 1984) oluşturulan Th/Yb-Ta/Yb diyagramında örnekler manto bölgesinde yer almaktadır (Şekil 8). Buna göre; Nilüfer birimi PM, Çal birimi ve Devecidağ Karışığı OIB bileşimini temsil etmektedir. Turhal Metamorfittleri ise, E-MORB ve OIB arasında gözlenmektedir.

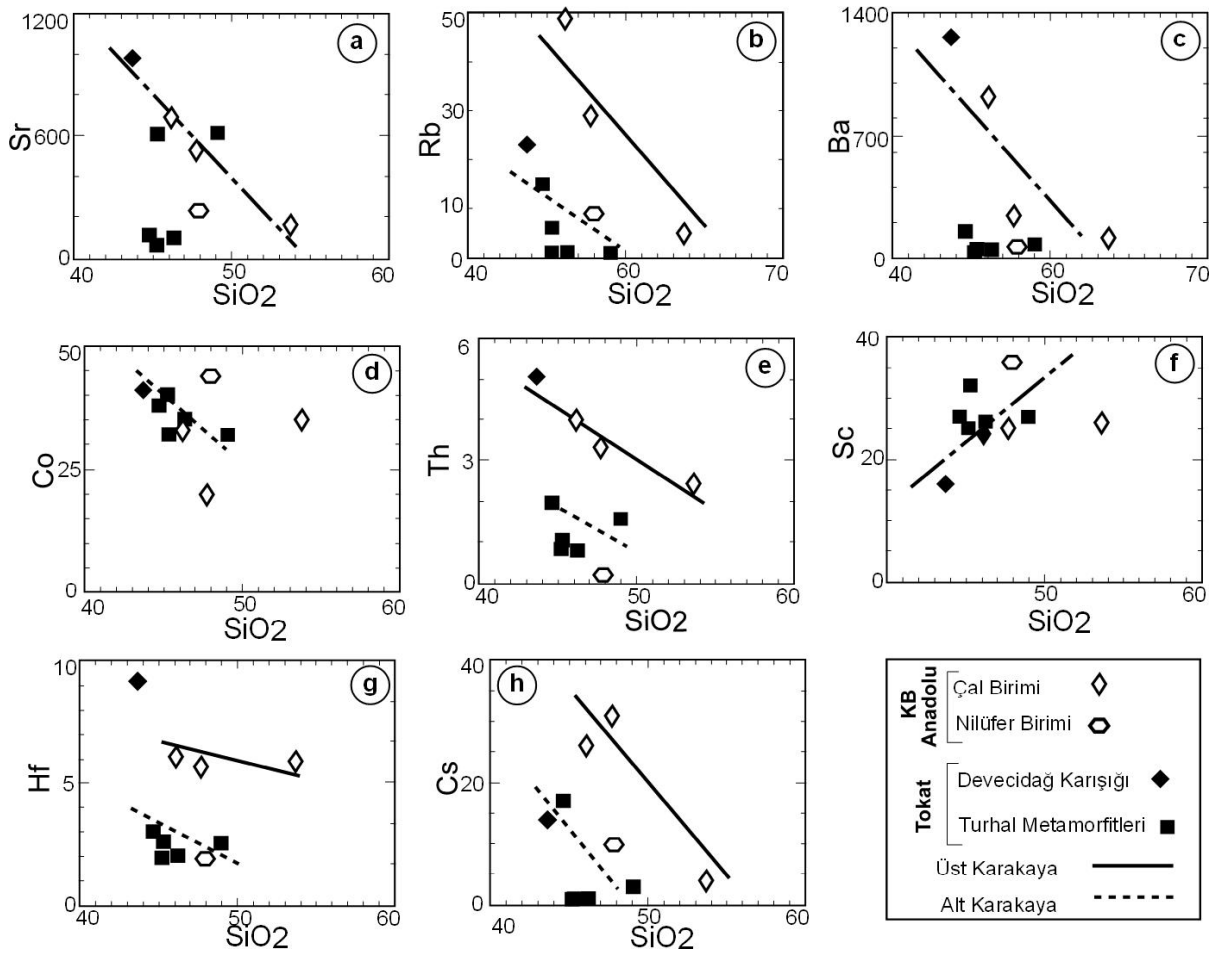
Tokat ve KB Anadolu'da Karakaya Karmaşığı'na ait olmak üzere toplam 10 örneğin birimlere göre ortalamaları alınarak N-MORB ve OIB da eklenerek kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılımları Şekil 9 de verilmiştir. KB Anadolu'da Nilüfer ve Çal birimlerinde sırasıyla 4-32 (Rb-Sr) ve 1-193 (P-Ta); Tokat yöresine ait Turhal Metamorfittleri ve Devecidağ Karışığı birimlerinde sırasıyla 2-57

(Rb-Ta) ve 2-524 (P-Ba) kat arasında değişen zenginleşmeler; buna karşın sadece Nilüfer ve Turhal birimlerinde yaklaşık 3-4 (P) kat fakirleşmeler gözlenmektedir. Birimlerin iz element desenleri N-MORB ve OIB arasında yer almaktadır. Nilüfer birimi N-MORB, Çal ve Devecidağ OIB'nin desenine benzerdir. Tüm birimler için K ve P, Nilüfer birimi için Th negatif; Nilüfer, Çal birimi ve Devecidağ Karışığı birimleri için Ba pozitif; ayrıca Nilüfer birimi için U ve Sr, Devecidağ Karışığı için Ta pozitif anomaliye sahiptir.

Tokat ve KB Anadolu'da toplam 10 örneğin birimlere göre ortalamaları alınarak N-MORB, OIB da eklenerek kondrite (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş REE dağılımları Şekil 10 de sunulmuştur. Magmatik kayaların LREE'den HREE'e doğru içerikleri azalmakta olup; özellikle LREE içerikleri bakımından birbirinden ayrılmaktadır. Toplam REE içerikleri kondrit, N-MORB ve OIB için sırasıyla 2.6, 39.1 ve 199.0 ppm olduğuna göre, Karakaya Karmaşığı birimlerinde kondrit ve N-MORB'a göre önemli zenginleşmelerin, buna karşın OIB'ye göre

fakirleşmelerin olduğu belirtilebilir (Nilüfer 37.7 ppm, Çal 167.2 ppm, Turhal 69.7 ppm, Devecidağ 286.5 ppm). Diğer bir ifadeyle, en fazla zenginleşme Devecidağ, en düşük zenginleşme ise Nilüfer birimine ait metabazaltlarda gözlenmektedir. Kondrit değerlerine göre; Nilüfer ve Çal birimleri için sırasıyla 9-17 (Lu-Nd) ve 9-140 (Lu-La); Turhal Metamorfileri için 9-51 (Lu-La) ve Devecidağ Karışığı için 15-225 (Lu-La) kat arasında değişen zenginleşmeler gözlenmektedir.

Birimlerin REE desenleri çoğunlukla N-MORB ve OIB arasında yer almaktadır. Nilüfer birimi N-MORB, Çal ve Devecidağ OIB'nin desenine benzer yönelime sahiptir. Ayrıca, Nilüfer birimi ve Turhal Metamorfileri için zayıf pozitif Eu anomalisi kısmi ergimeye işaret etmektedir.



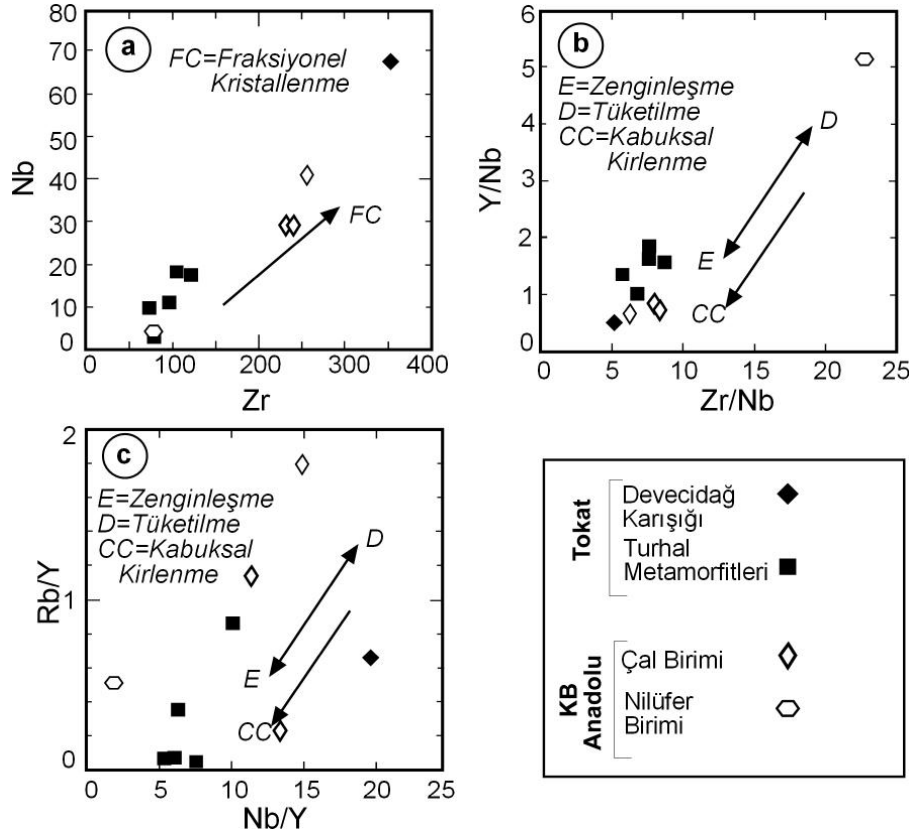
Şekil 6. Karakaya Karmaşığı magmatik kayaların SiO₂-iz element ikili değişim diyagramları, a) SiO₂-Sr, b) SiO₂-Rb, c) SiO₂-Ba, d) SiO₂-Co, e) SiO₂-Th, f) SiO₂-Sc, g) SiO₂-Hf, h) SiO₂-Cs.

Figure 6. SiO₂-trace element binary variation diagrams of the magmatic rocks from Karakaya Complex, a) SiO₂-Sr, b) SiO₂-Rb, c) SiO₂-Ba, d) SiO₂-Co, e) SiO₂-Th, f) SiO₂-Sc, g) SiO₂-Hf, h) SiO₂-Cs.

Çizelge 2. KB Anadolu ve Tokat Bölgesi'nde Karakaya Karmaşığı'na ait birimlerdeki (meta-) magmatik kayaların iz/ eser (ppm) element çözümü sonuçları (ΣFe_2O_3 = Toplam Fe olarak, LOI= Ateşte Kayıp-1000 °C).

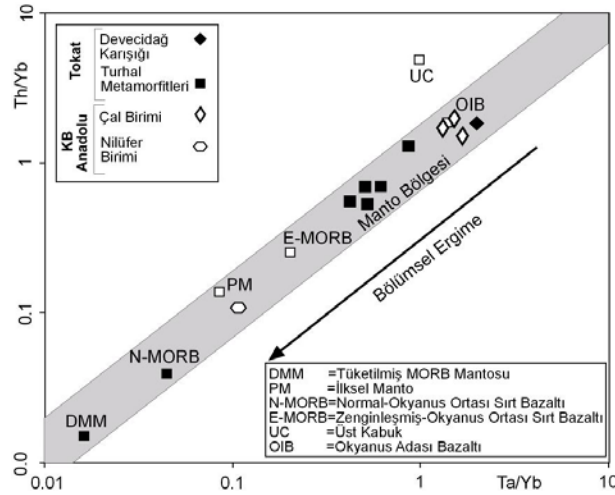
Table 2. Trace (ppm) elements analyses results from (meta-)magmatic rocks of the Karakaya Complex units in the NW Anatolia and Tokat regions (ΣFe_2O_3 = As total Fe, LOI= Loos on Ignition-1000 °C).

Birim Kayaç	Nilüfer	Çal				Turhal					Devecidağ
		Metabazalt				Metagabro	Metatüf	Metabazalt	Metagabro	Metabazalt	
Örnek/ ppm	NKK- 101	CKK- 163	CKK- 183	CKK- 184	TKK-11	TKK-40	TKK-53	TKK-69	TKK-72	DKK-209	
Cr	300	160	100	920	<20	720	410	170	160	20	
Ni	130	100	20	210	40	290	130	110	130	110	
Co	44	33	20	35	32	38	32	35	40	41	
Sc	36	24	25	26	27	27	32	26	25	16	
V	215	358	363	334	350	225	242	242	214	279	
Cu	200	100	20	40	120	70	70	60	100	60	
Pb	15	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	35	
Zn	140	130	90	190	120	70	50	90	90	240	
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	
Sn	1	2	<1	2	2	<1	<1	1	<1	2	
W	3.3	2.6	2.7	600.0	144	72.3	11.6	294.0	8.7	78.2	
Mo	37	2	<2	2	<2	<2	<2	<2	2	37	
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	
Sb	0.8	<0.2	<0.2	2.4	3	<0.2	<0.2	0.8	3.4	2.1	
Ge	1.2	1.3	<0.5	1.2	1.6	0.6	0.9	2	1.6	1.3	
Be	<1	2	2	2	1	2	1	2	1	3	
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	
Rb	9	49	29	5	<1	15	6	<1	<1	23	
Cs	1	2.6	3.1	0.4	0.3	1.7	0.1	0.1	0.1	1.4	
Ba	69	916	241	110	76	147	52	42	34	1264	
Sr	235	687	527	160	614	114	606	91	60	980	
Tl	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.58	
Ga	16	20	11	18	18	11	13	19	19	19	
Ta	0.19	3.03	2.49	2.62	1.37	1.28	0.78	0.75	0.62	5.31	
Nb	3.4	40.7	29.1	28.8	18.1	17.6	11	9.7	9.6	67.6	
Hf	1.9	6.1	5.7	5.9	2.6	3.0	2.6	2.0	1.9	9.2	
Zr	77	256	232	241	106	122	97	75	74	354	
Y	17.5	27.3	25.6	21.7	24.2	17.4	17.3	15.7	17.7	34.5	
Th	0.19	3.97	3.33	2.42	1.56	1.97	1.05	0.77	0.81	5.04	
U	0.09	0.92	0.75	0.72	0.41	0.44	0.30	0.19	0.21	1.44	
La	3.7	39.4	34.8	25.4	14.8	19.3	11.4	6.81	8.41	53.4	
Ce	9.5	79.2	71.7	43.5	28.6	37.9	24.0	13.5	17.6	120.0	
Pr	1.58	10.50	9.43	5.89	3.81	4.89	3.36	1.79	2.41	14.20	
Nd	8.02	38.30	35.80	23.40	15.60	17.90	13.90	7.73	10.40	55.60	
Sm	2.53	8.21	8.32	5.76	3.92	4.02	3.70	2.18	2.74	12.40	
Eu	0.987	2.670	2.700	2.070	1.490	1.390	1.310	0.967	1.110	4.030	
Gd	2.91	7.40	7.22	5.63	4.39	4.07	3.67	2.46	3.26	9.70	
Tb	0.51	1.07	1.03	0.80	0.75	0.63	0.59	0.44	0.55	1.42	
Dy	3.17	5.35	5.18	4.17	4.48	3.38	3.36	2.72	3.20	7.43	
Ho	0.65	0.94	0.91	0.73	0.90	0.63	0.65	0.55	0.62	1.33	
Er	1.91	2.51	2.42	1.97	2.56	1.72	1.82	1.59	1.75	3.43	
Tm	0.278	0.334	0.326	0.264	0.361	0.239	0.257	0.226	0.242	0.460	
Yb	1.73	1.97	1.88	1.55	2.21	1.48	1.52	1.41	1.46	2.67	
Lu	0.250	0.276	0.254	0.220	0.311	0.210	0.220	0.208	0.210	0.386	



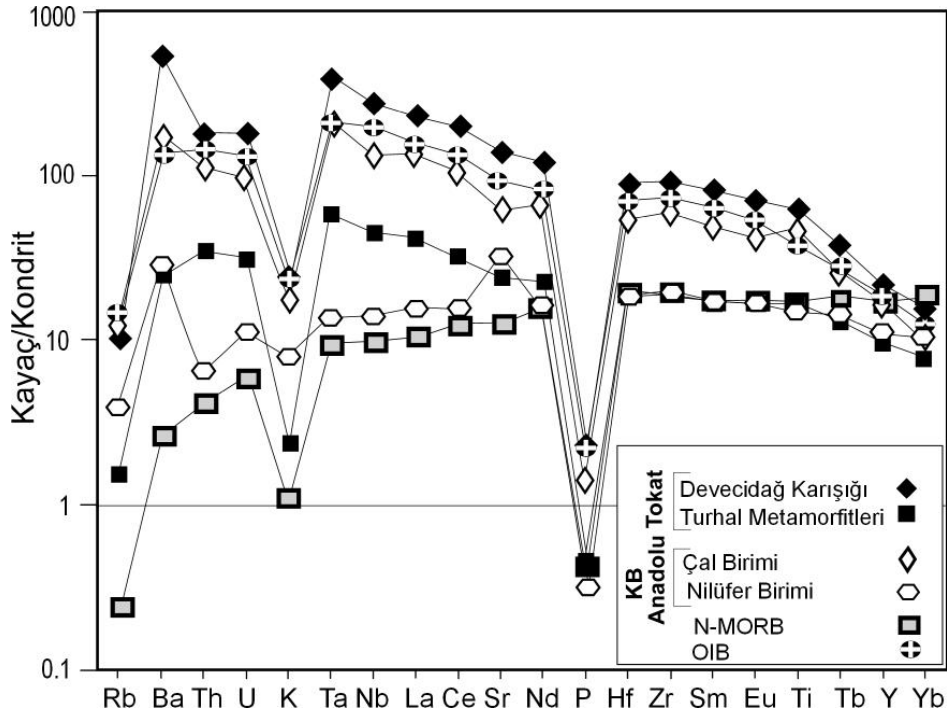
Şekil 7. Karakaya Karmaşığı magmatik kayaların iz-iz element ikili değişim diyagramları, a) Nb-Zr, b) Y/Nb-Zr/Nb, c) Rb/Y-Nb/Y.

Figure 7. Trace-trace element binary variation diagrams of the magmatic rocks from the Karakaya Complex, a) Nb-Zr, b) Y/Nb-Zr/Nb, c) Rb/Y-Nb/Y.



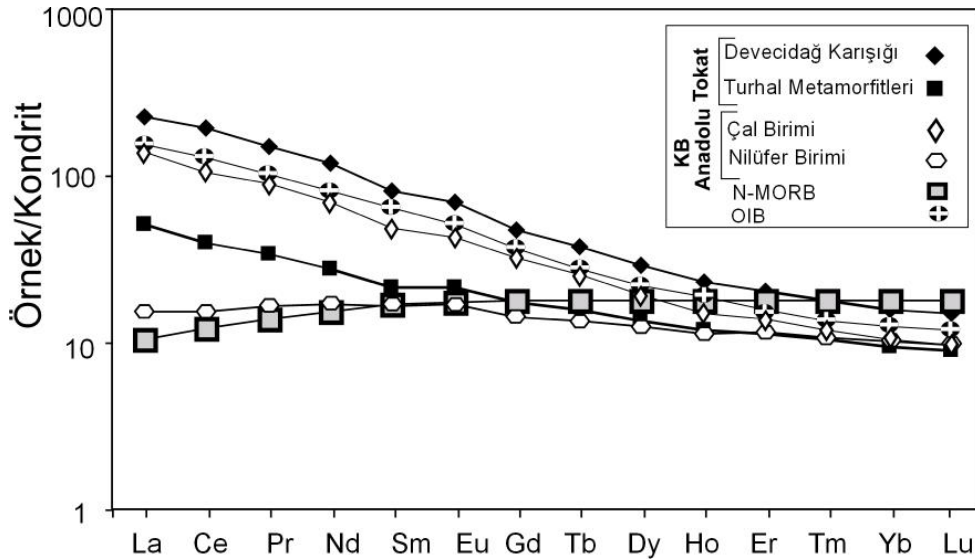
Şekil 8. Karakaya Karmaşığı magmatik kayaların Th/Yb-Ta/Yb ikili değişim diyagramında dağılımları (DMM ve PM: McDonough ve Sun, 1995; N-MORB, E-MORB ve OIB: Sun ve McDonough, 1989; UC: Taylor ve McLennan, 1985).

Figure 8. Distributions in the Th/Yb-Ta/Yb variation diagram of the magmatic rocks from the Karakaya Complex (DMM and PM: McDonough and Sun, 1995; N-MORB, E-MORB and OIB: Sun and McDonough, 1989; UC: Taylor and McLennan, 1985).



Şekil 9. Karakaya Karmaşığı birimleri magmatik kayaçlarının kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit, OIB, N-MORB: Sun ve McDonough, 1989).

Figure 9. Chondrite-normalized trace element patterns of magmatic rocks in the Karakaya Complex units (Chondrite, OIB, N-MORB: Sun and McDonough, 1989).



Şekil 10. Karakaya Karmaşığı magmatik kayaçlarının kondrite-normalize REE desenleri (Sun ve McDonough, 1989).

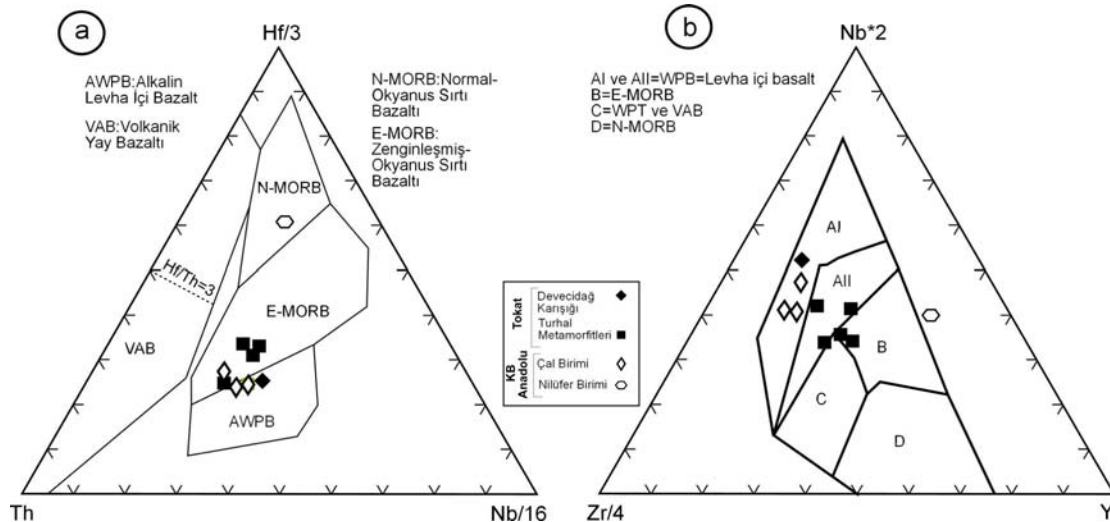
Figure 10. Chondrite-normalized REE patterns of the magmatic rocks in the Karakaya Complex (Sun and McDonough, 1989).

Hasse vd. (2000) düşük Nb/La (<1.3) oranının kabuksal kirlenmenin olmadığı; Fitton vd. (1988) yüksek Ba/Nb (>28) oranının ise tipik yay volkanizmasının göstergesi olduğunu belirtmekte; bu oranların sıgı derinliklerde (< 80 km) rutil yapısında Nb'un tutulmasına bağlanmaktadır. Menzies vd. (1991) Zr/Ba oranının astenosferik kaynağın (0.5-0.7) litosferik kaynaktan (0.3-0.5) ayırt edilmesinde kullanılabileceğini ileri sürmektedir.

Nb/La, Ba/Nb ve Zr/Ba oranlarının sırasıyla OIB için 1.3, 7.3 ve 0.8; N-MORB için 0.9, 2.7 ve 11.7 ve Kondrit için 1.0, 9.8 ve 1.6; ayrıca Nb/La oranları Nilüfer birimi için 0.9; Çal birimi için 0.8-1.1, Turhal Metamorfileri için 0.9-1.4 ve Devecidağ Karışığı için 1.3 olup; kabuksal kirlenmenin varlığına işaret etmemektedir. Ba/Nb oranları (Nilüfer 20.3, Çal 3.8-22.5, Turhal 3.5-8.4 ve Devecidağ 18.7) yay volkanizmasının geçerli olmadığını göstermektedir. Zr/Ba oranları (Nilüfer 1.1, Çal 0.3-2.2, Turhal 0.8-2.2, Devecidağ 0.3) ise daha ziyade manto kaynağını düşündürmektedir.

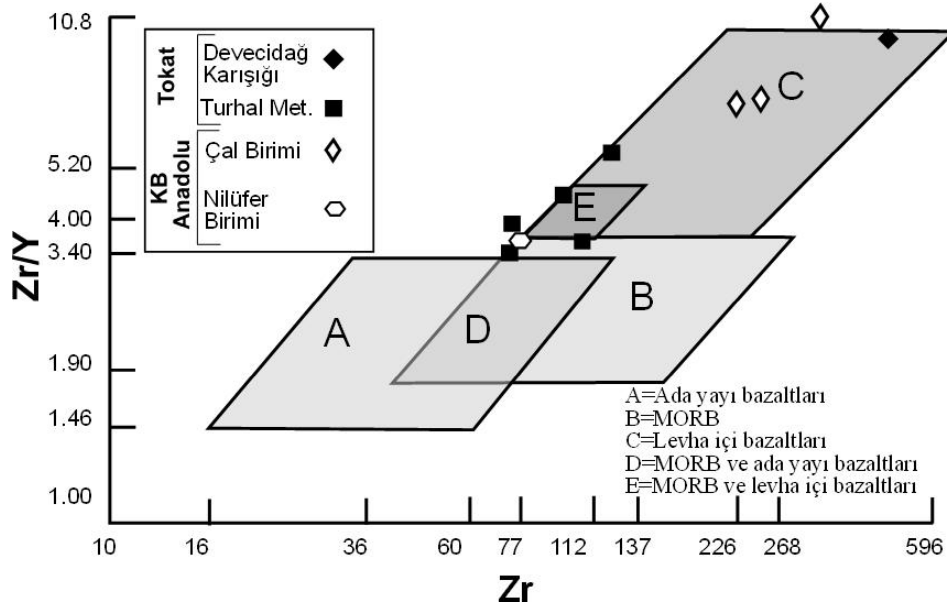
Jeotektonik konum

Magmatik kayalar Wood'un (1980) tektonik ortamları gösteren Hf/3-Th-Nb/16 üçgen diyagramında (Şekil 11a); Nilüfer birimi Hf bakımından zengin, Th ve Nb bakımından fakir olup, N-MORB alanında gözlenmektedir. Çal birimine ait bazaltlardan bir örnek (CKK-183) E-MORB, diğer iki örnek ise AWPB alanında bulunmaktadır. Devecidağ Karışığı'na ve Turhal Metamorfileri'ne ait birer örnek (TKK-11) AWPB alanında yer alırken, diğerleri E-MORB alanında bir dağılım sergilemektedir. Meschede'in (1986) Nb*2-Zr/4-Y üçgen diyagramında (Şekil 11b); Çal birimi ve Devecidağ Karışığı'na ait örnekler AI, Turhal Metamorfileri'ne ait örnekler çoğunlukla AII tipi levha içi bazalt ve E-MORB alanında bulunurken, Nilüfer birimi örneği belirlenen alanların dışında yer almıştır. Magmatik kayaların Zr/Y-Zr içeriklerine göre tektonik ayırtman diyagramında (Pearce ve Norry, 1979); Nilüfer birimi ve Turhal Metamorfileri'ne ait bazı kayalar örnekleri MORB; Devecidağ Karışığı, Çal birimi ve Turhal Metamorfileri'ne ait kayalar örnekleri ise levha içi bazaltları alanında yer almaktadır (Şekil 12).



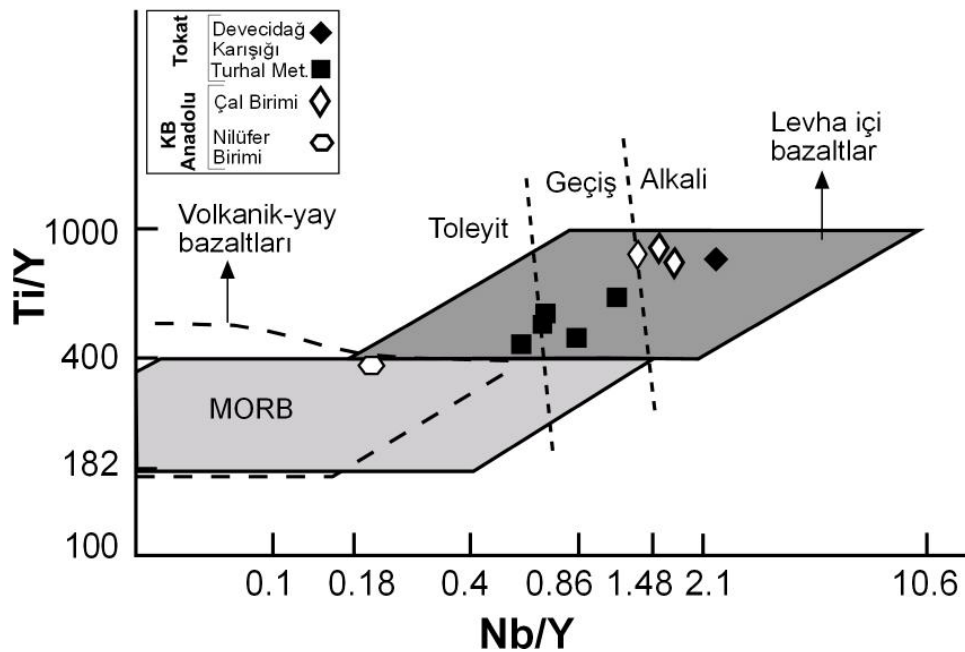
Şekil 11. Karakaya Karmaşığı magmatik kayalarının tektonik ayırtman diyagramındaki dağılımları, a) Hf/3-Th-Nb/16 (Wood, 1980; Hf/Th < 3 kalk-alkalin bazalt, Hf/Th > 3 ada-yayı toleyitleri), b) Nb*2-Zr/4-Y (Meschede, 1986).

Figure 11. The distributions in the tectonic discrimination diagram of the magmatic rocks from the Karakaya Complex, a) Hf/3-Th-Nb/16 (Wood, 1980; Hf/Th < 3 kalk-alkaline basalt, Hf/Th > 3 island-arc tholeiites), b) Nb*2-Zr/4-Y (Meschede, 1986).



Şekil 12. Karakaya Karmaşığı magmatik kayaçlarının Zr/Y-Zr içeriklerine göre tektonik ayırtman diyagramı (Pearce ve Norry, 1979).

Figure 12. Tectonic discrimination diagram of the magmatic rocks in the Karakaya Complex according to Zr/Y-Zr contents (Pearce and Norry, 1979).

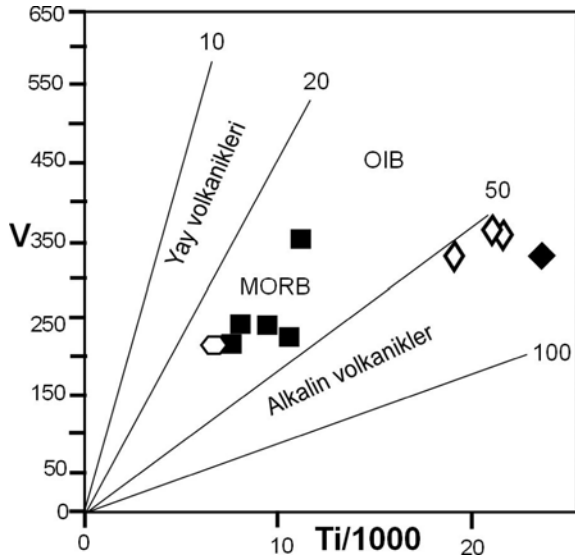


Şekil 13. Karakaya Karmaşığı magmatik kayaçlarının Ti/Y-Nb/Y tektonik ayırtman diyagramındaki dağılımları (Pearce, 1982).

Figure 13. The distributions in the Ti/Y-Nb/Y tectonic discrimination diagram of the magmatic rocks from the Karakaya Complex (Pearce, 1982).

Levha içi mafik kayaçların MORB ve ada yayı volkanik kayaçlardan ayırımında kullanılan Ti/Y-Nb/Y diyagramında (Pearce, 1982); Nilüfer birimi MORB; diğer birimlere ait kayaç örnekleri ise levha içi bazalt ortamında yer almaktadır (Şekil 13). Ayrıca bu alandaki kayaçlar Nb/Y oranına göre Devecidağ ve Çal birimleri alkali, Turhal Metamorfiteri'nin ise çoğunlukla geçiş karakterini temsil ettiği gözlenmektedir.

Shervais'in (1982) Ti-V oranlarına göre tektonomagmatik ayırman diyagramında; her iki bölgeye ait Alt Karakaya birimleri MORB bileşimi sunarken, Üst Karakaya'yı temsil eden örnekler alkalin volkanizmayı işaret etmektedir (Şekil 14).



Şekil 14. Karakaya Karmaşığı magmatik kayaçlarının V-Ti/1000 tektonik ayırman diyagramındaki dağılımları (Shervais, 1982).

Figure 14. The distributions in the V-Ti/1000 tectonic discrimination diagram of the magmatic rocks from the Karakaya Complex (Shervais, 1982).

SONUÇLAR

Metamagmatik kayaçlarda dokusal ilişkiler (yönlendirme, kataklazma) ve mineral birliktelikleri (tremolit/aktinolit, epidot, klorit, serizit, stilpnomelan, prehnit); bunların yeşilist

fasiyesinde metamorfizma geçirdiklerini ortaya koymaktadır.

Pickett ve Robertson (1996, 2004) jeokimyasal verilere dayanarak KB Anadolu'daki Nilüfer ve Çal birimlerine ait bazaltlar için okyanus adası ve/veya rift konumlu levha-içi ortamları ileri sürmüşlerdir. Bazik volkanik kayaçların jeokimyasından elde edilen bulguların yorumundan itibaren; Karakaya Karmaşığı birimlerinin farklı tektonik ortamları (okyanus adası, manto-sorgucu ile ilişkili MORB ve yay-gerisi basen: Sayıt ve Göncüoğlu, 2009a; çoğunlukla levha içi, kısmen okyanus ortası sırt ve ada yayı: Sayıt ve Göncüoğlu, 2009b) temsil ettiği de belirtilmektedir. Tetiker vd. (2009a, 2009b) diyajenetik/düşük dereceli metaklastiklerdeki verilere göre; Alt Karakaya birimlerinin yüksek basınç-düşük sıcaklık ile temsil edilen sıkışmalı, Üst Karakaya birimlerinin ise ısı akışının etkili olduğu genişlemeli bir havzayı yansıtan özelliklere sahip olduğunu ortaya koymuşlardır.

Karakaya Karmaşığı'na ait magmatik kayaçların az da olsa bozunmuş/bozuşmuş olması nedeniyle diyagramlarda farklı kaynaklara ve ortamlara ait işaretler görülmüştür. Karakaya Karmaşığı'na ait bazaltik kayaçlar çoğunlukla alkali bileşimli olup; çoğunlukla manto bölgesine; Alt Karakaya birimleri E-MORB, Üst Karakaya birimleri OIB bileşimine yakın dizilmektedir. Kondrit-normalize iz ve REE desenleri de benzer bir dağılım göstermektedir.

Karakaya Karmaşığı'nın jeotektonik evrimini literatürde verilen modellerden hiçbiri tam olarak karşılamamaktadır. Bununla birlikte, bu çalışmadaki jeokimyasal verilerin yanı sıra, literatürdeki mineralojik-petrografik ve jeokimyasal veriler (Pickett vd., 1995; Pickett ve Robertson, 1996; Göncüoğlu vd., 2000; Okay, 2000; Sayıt ve Göncüoğlu, 2009a ve 2009b; Tetiker vd., 2009a, 2009b) değerlendirildiğinde, bazik karakterli magmatik kayaçların Alt Karakaya için okyanus-ortası sırtı, buna karşın Üst Karakaya için levha içi jeotektonik ortamlarda geliştiği ileri sürülebilir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma; Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi'nin (Proje No: M 301)

katkıları ile gerçekleştirilmiştir. Bilimsel yönlendirmeleri için danışmanım Prof.Dr.Hüseyin YALÇIN'a, Biga Yarımadası ve Turhal yörelerinde birimlerin tanıtılmasını sağlayan Dr.Mehmet DURU ve Prof.Dr.Ahmet GÖKÇE'ye, bilimsel eleştirileri için Prof.Dr.Ömer BOZKAYA, Prof.Dr.Ali YILMAZ, Prof.Dr.Cemal GÖNCÜOĞLU ve Prof.Dr.Haluk TEMİZ'e, laboratuvar çalışmalarındaki yardımları için Kimya Yüksek Müh. Fatma YALÇIN ve teknisyen Ufuk KUŞ'a, bilimsel hakem olarak önerileri için Prof.Dr.Osman PARLAK ve Yrd.Doç.Dr.Taner EKİCİ'ye teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Bailey, E.B. ve McCallien, W.J., 1950. The Ankara melange and the Anatolian Thrust. *Nature* 166, 938-941.
- Bailey, E.B. ve McCallien, W.J., 1953. Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian Thrust. *Transactions of the Royal Society of Edinburg*, 62, 403-442.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmaz, B., 1975. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Bildiriler Kitabı*, Ankara, 70-77.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 63-114.
- Erol, O., 1956. Ankara güneydoğusundaki Elma Dağı ve çevresinin jeolojisi ve jeomorfolojisi üzerine bir araştırma. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, Ankara, Seri D 9.
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S. ve Leeman, W.P., 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. *Journal of Petrol, Special Lithosphere Issue*, 331-349.
- Genç, Ş.C. ve Yılmaz, Y., 1995. Evolution of the Triassic continental margin, Northwest Anatolia. *Tectonophysics*, 243, 193-207.
- Gökçe, A., 1983. Turhal antimon yataklarının maden jeolojisi. *Doktora Tezi*, Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Fen Bilimleri, Ankara, 150 sayfa.
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K. ve Kozlu, H., 1997. General characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales Geologique de Pays Hellenique*, 37, 515-536.
- Göncüoğlu, M.C. Turhan, N. Şentürk, K. Özcan, A. ve Uysal, Ş., 2000. A geotravers across NW Turkey: tectonic units of the central Sakarya region and their tectonic evolution. In: Bozkurt, E. Winchester, J. ve Piper, J.A. (eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society, London, Special Publications, 173, 139-161.
- Hasse, K.M., Mühe, R. ve Stoffers, P., 2000. Magmatism during extension of the lithosphere: geochemical constraints from lavas of the shaban deep, Northern Red Sea, *Chemical Geology*, 166, 225-239.
- Koçyiğit, A., 1987. Hasanoğlan (Ankara) yöresinin tektonostratigrafisi: Karakaya orojenik kuşağının evrimi. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri*, 14, 269-293.
- McDonough, W.F. ve Sun, S.S., 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
- Menzies, M.A., Kyle, P.R., Jones, M. ve Ingram, G., 1991. Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: Inferences about intraplate processes and stratified lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 96, 13645-13671.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- Okay, A.İ., 2000. Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau. Bozkurt, E., Winchester, J.A. ve Piper, J.D.A. (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society, London, Special Publications, 173, 25-41.
- Okay, A.İ. ve Göncüoğlu, M.C., 2004. The Karakaya Complex: A Review of Data and

- Concepts. Turkish Journal of Earth Sciences, 13, 77-95.
- Okay, A.İ. Siyako, M. ve Bürkan, K.A., 1991. Geology and Tectonic evolution of the Biga Peninsula, NW Turkey. Bulletin of the Technical University of İstanbul, 44, 191-256.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümergen, M. ve Tekeli, O., 1980. Kuzey Anadolu fayı ile Kırşehir masifi arasının temel jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No: 6722, 136 s (yayınlanmamış).
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Andesites, (Ed. R.S.Thorpe), 525-548.
- Pearce, J.A. ve Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Miner. Petrol, 69, 33-47.
- Pickett, E.A. ve Robertson, A.H.F., 1996. Formation of the Late Palaeozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by palaeotethyan subduction-accretion. Journal of the Geological Society, London, 153, 995-1009.
- Pickett, E.A. ve Robertson, A.H.F., 2004. Significance of the Triassic volcanogenic Nilüfer unit for Paleotethys and the Karakaya suture zone in NW Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 13, 97-143.
- Pickett, E.A., Robertson, A.H.F. ve Dixon, J.E., 1995. The Karakaya Complex, NW Turkey: A Palaeo-Tethyan accretionary complex. In: Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E. ve Örcen, S. (eds), Geology of the Black Sea Region. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, Ankara, Special Publication, 11-18.
- Robertson, A.H.F. ve Dixon, J.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E. ve Robertson, A.H.F. (eds) The Geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, Special publications, 17, 1-74.
- Rojay, B. ve Göncüoğlu, M.C. (1997). Tectonic setting of some pre-Liassic low grade metamorphics in northern Anatolia. Yerbilimleri, 19, 109-118.
- Sayıt, K. ve Göncüoğlu, A.M., 2009a. Geochemistry of mafic rocks of the Karakaya Complex, Turkey: evidence for plume-involvement in the Palaeotethyan extensional regime during the Middle and Late Triassic. International Journal of Earth Sciences, 98, 367-385.
- Sayıt, K. ve Göncüoğlu, A.M., 2009b. Karakaya Karmaşığı içerisindeki bazik volkanitlerin jeokimyasal özelliklerinin yeniden değerlendirilmesi. Yerbilimleri, 30, 181-191.
- Shervais, M., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters, 59, 101-118.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Faure, P., Pillecuit, A. ve Vannay, J.-C., 2001. Permo-Mesozoic evolution of the Western tethys realm: The Neotethys East Mediterranean basin connection. In: Ziegler, P., Cavazza, W., Robertson, A.H.F. ve Crasquin-Soleau, A. (eds) Peri-tethyan rift/wrench basins and passive margins. Peri-Tethys Memoir 5. Mémoires du Musée National d'Histoire Naturelle, 51-108.
- Sun, S.S. ve McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders ve M.J. Norry (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins, Special Publication, Geological Society of London, 42, 313-345.
- Şengör, A.M.C., 1984. The Cimmeride orogenic System and the Tectonics of Eurasia. Geological Society of America, Special Paper, 195, 82. sayfa.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Sungurlu, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys. In: Dixon, J.E. ve Robertson, A.H.F. (eds), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications, 17, 77-112.

- Taylor, S.R. ve McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312 s.
- Tekeli, O., 1981. Subduction complex of pre-Jurassic age, Northern Anatolia, Turkey. *Geology*, 9, 68-72.
- Tetiker, S., 2009. Batı-Orta Pontidler'deki (Balıkesir, Bursa ve Tokat yöreleri) Karakaya Karmaşığı birimlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, Doktora Tezi, 396 s (yayımlanmamış).
- Tetiker, S., Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 2009a. KB Anadolu'daki Karakaya Karmaşığı birimlerinin diyajenezi-düşük dereceli metamorfizması. *Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri*, 30, 193-212.
- Tetiker, S., Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 2009b. Karakaya Karmaşığı (Tokat yöresi) birimlerinin düşük dereceli metamorfizması. 14. Ulusal Kil Sempozyumu, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, 1-3 Ekim, *Bildiriler Kitabı*, 155-173.
- Weaver S.D. ve Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575-576.
- Winchester, J.A. ve Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.

Sema TETİKER

Batman Üniversitesi,
Jeoloji Mühendisliği Bölümü,

Batman

sema.tetiker@batman.edu.tr

Yıldızeli (Sivas) yöresi Karakoç mafik/ultramafik plütoniklerinin mineraloji-petrografi ve jeokimyası

Mineralogy–petrography and geochemistry of the Karakoç mafic/ultramafic plutonics in the Yıldızeli area (Sivas)

Nazmi OTLU¹, Hüseyin YALÇIN¹, Ömer BOZKAYA¹, İrfan ŞAKAR², Hülya YEŞİLDAĞ³

¹ Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

² Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 58140 Sivas

³ Afşin-Elbistan Linyit İşletmesi 46500 Kahramanmaraş

ÖZ

Çalışma alanı, Yıldızeli İlçesi (Sivas) güneybatısında yer alan Karakoç Köyü civarında yer almaktadır. Bölgede, Kırşehir Bloğu'nun Mesozoyik öncesi kabuksal metasedimentleri, Geç Kretase - Erken Tersiyer yaşlı çarpışma ile ilişkili Orta Anadolu Granitoidleri ve Sivas Baseni'nin Geç Paleosen-Kuvaterner yaşlı örtü sedimentleri mostra vermektedir. Mineralojik-petrografik ve jeokimyasal karakteristiklerine göre Karakoç Mafik (gabro, monzogabro, diyorit, monzodiyorit ve monzonit) / Ultramafik (hornblendit ve kısmen piroksenit) Plütonikleri olarak tanımlanan birim, metasedimentleri kesen 1-5 m kalınlığında ve yaklaşık D-B uzanımlı sillerden oluşmaktadır. K/Ar radyometrik yöntemi ile Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri'nden 69.7 ± 1.8 Ma (hornblend), bunlarla birlik oluşturan dayk konumundaki syenit-aplitlerden 67.8 ± 1.7 Ma (tüm kayaç) ve pirometasomatik kayalardan ise 60.1 ± 1.6 Ma (flogopit) yaşlar elde edilmiştir. Bu veriler, ultramafik kayaç-felsik dayk sokulumu ve buna bağlı hidrotermal alterasyon sırasını vermektedir. Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri'nin koyu renkli bileşenlerini hornblend, arfvedsonit, egirin/egirinojit ve enstatit; açık renkli bileşenlerini plajiyoklaz, skapolit ve nefelin, tali mineralleri ise biyotit, zirkon, titanit, apatit, topaz, ksenotim ve opak mineraller oluşturmaktadır. Mafik/Ultramafik kayaçlar; hem alkali, hem de subalkali (toleyitik) karakterli olup, fraksiyonel kristalleşmenin yanı sıra asimilasyona da işaret eden kimyasal özelliklere sahiptir. Plütonikler Orta Anadolu'da çarpışma sonrası dönemdeki gerilme ile ilişkili levha içi magmatikleri temsil etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Orta Anadolu; magmatizma; ana-iz elementler; K/Ar.

ABSTRACT

The study area is located at Karakoç Village around southwestern Yıldızeli, Sivas. Pre–Mesozoic crustal metasediments of the Kırşehir Block, Late Cretaceous–Early Tertiary collision-related Central Anatolian Granitoids and Late Paleocene–Quaternary aged cover sediments of the Sivas Basin outcrop in the region. Karakoç Mafic (gabbro, monzogabbro, diorite, monzodiorite and monzonite) / Ultramafic (hornblendite and partly pyroxenite) Plutonics determined on the basis of mineralogic-petrographic and geochemical properties consist of sills with a thickness of 1-5 m cutting the metasediments and approximately east-west trending. The ages are obtained by using the K/Ar radiometric method such as 69.7 ± 1.8 Ma (hornblende) from the Karakoç Mafic/Ultramafic plutonics, 67.8 ± 1.7 Ma (whole-rock) from the dikes of syenite aplites and 60.1 ± 1.6 Ma (phlogopite) from the pyrometasomatic rocks that are associated with each others. These data give an order of ultramafic rock-felsic dike intrusion and its hydrothermal alteration. The Karakoç Mafic/Ultramafic Plutonics are mainly composed of hornblende, arfvedsonite,

aegerine/aegerine-augite, and enstatite from dark-colored components, and plagioclase, scapolite and nepheline from light-colored constituents, and biotite, zircon, titanite, apatite, topaz, xenotime and opaque from accessory minerals. Mafic/Ultramafic rocks have both alkali and tholeiitic characteristics and chemical composition indicating fractional crystallization as well as assimilation. Plutonics are represented by tension-related within plate magmatism in the post-collision period in the Central Anatolia.

Key words: Central Anatolia; magmatism; major and trace elements; K/Ar.

GİRİŞ

Mafik-ultramafik kütleler; iki farklı tetonik ortamda oluşabilmektedir: (1) Ofiyolitik dizilim, (2) kıta içi açılmalı rejim. Ofiyolitler ise oluşum ortamlarına göre ikiye ayrılırlar (Örneğin; Dilek ve Robinson, 2003): (a) Okyanus Ortası Sırt Bazalt (MORB) Tipi Ofiyolitler: Lerzolitik manto ile tanınırlar ve yitim etkisi göstermezler. Olivin, plajiyoklaz ve klinopiroksen içeren dunit, troktolit ve normal gabro türü kayaçlar ile temsil edilirler. (b) Yitim Zonu Üzerinde Oluşan Ofiyolitler: Harzburjitik manto ile tanınırlar ve yitim etkisi gösterirler. SSZ (supra-subduction zone) tipi ofiyolitler (yay-önü, yay ve yay-gerisi) olup; olivin, klinopiroksen ve plajiyoklaz içeren dunit, verlit, gabro, boninit ve toleyitik bazalt ile temsil edilirler.

Orta Anadolu'daki mafik ve ultramafik kayaçlardan oluşan alloktan kütleler, Orta Anadolu Ofiyolitleri içerisinde değerlendirilmiş olup (Göncüoğlu ve diğ., 1991); SSZ tipi ofiyolitler olarak tanımlanmaktadır (Örneğin; Yalınız ve diğ., 1996; Floyd ve diğ., 2000; Koçak ve diğ., 2005; Toksoy-Köksal ve diğ., 2001 ve 2009). İzole ultramafik-mafik kümülat kütlelerin tektonik dilimler halinde özellikle Anatolitler' de yüzeylendiği bildirilmektedir (Yalınız ve Göncüoğlu, 1998; Toksoy-Köksal ve diğ., 2001).

Literatür bilgileri ışığında, Yıldızeli yöresinde yüzeyleyen mafik/ultramafik plütonik kayaçların jeolojik konumları, mineralojik-petrografik ve jeo-kimyasal özellikleri tanımlanarak; tektonik ortamına açıklık getirilmesi amaçlanmıştır.

BÖLGESEL JEOLJİ

İnceleme alanını da kasayan İç Anadolu'da farklı yaş, jeotektonik konum ve kayaç türlerine sahip

tektono-stratigrafik birimler bulunmaktadır (Şekil 1). Yıldızeli yöresinde en yaşlı birimi Paleozoyik yaşlı metamorfikler oluşturmaktadır. Üst Kretase ofiyolitik dizilimi, Paleosen yaşlı plütonikler, Eosen yaşlı kırıntılılar ve volkanikler izlemektedir. En genç birimleri Miyosen yaşlı volkanikler ile Miyos-Pliyosen yaşlı karasal tortullar oluşturmaktadır.

Bu tektono-stratigrafik birimlerden, Kuzey Anadolu Ofiyolitleri, Neo-Tetis okyanusunun kuzey koluna ait alloktan topluluklarını temsil etmekte olup, Üst Kretase-Paleosen'de (Yılmaz, 1985) veya Üst Kretase'de (Göncüoğlu ve diğ., 1997a) güneye doğru Torid-Anatolid Platformu üzerine yerleşmiştir. Neo-Tetis'in kapanmasına paralel olarak Geç Kretase'den itibaren Sakarya Kıtası ve Kırşehir Bloku olmak üzere iki kıtasal birim üzerinde (Şengör ve Yılmaz, 1981), Orta Anadolu Basenleri (Koçyiğit, 1991; Görür ve diğ., 1998) oluşmaya başlamış ve Orta Miyosen'e kadar gelişimlerini sürdürmüşlerdir. Bu basenlerden biri olan Sivas baseni çarpışma ile ilişkili tipik bir ön ülke havzası olup (Görür ve diğ., 1998), Üst Paleosen'de (Poisson ve diğ., 1996; Kavak, 1998) oluşmaya başlamış ve Orta Miyosen'de Anadolu ve Arap levhalarının çarpışması ile evrimini tamamlamıştır (Görür ve diğ., 1998).

Neo-Tetis'in Eosen'de kapanmasından sonra çarpışma ile ilişkili magmatiklerden Paleosen'de Orta Anadolu Granitoidleri (Boztuğ, 2000) ile Orta-Üst Eosen'de Orta Anadolu Siyenitoidleri (Boztuğ ve diğ., 1994) ve Orta Anadolu Volkanikleri gelişmiştir.

Orta Miyosen'den itibaren ise neotektonik "Ova" rejimi (Şengör, 1979) altında intrakratonik basenler gelişmiş olup (Görür ve diğ., 1998), bu rejim Geç Pliyosen'e kadar (Koçyiğit, 1991) devam etmiştir. Bu dönemde oluşan küçük

havzalar, İmranlı-Suşehri çevresinde ofiyolitik ve magmatik kayalar üzerinde yaygın olarak çekayır türü havzalar (Yılmaz, 1998) olarak bulunmaktadır. Bu havzalar Üst Miyosen-Geç Pliyosen yaşlı akarsu, göl ve/veya playa çökellerinden oluşmaktadır.

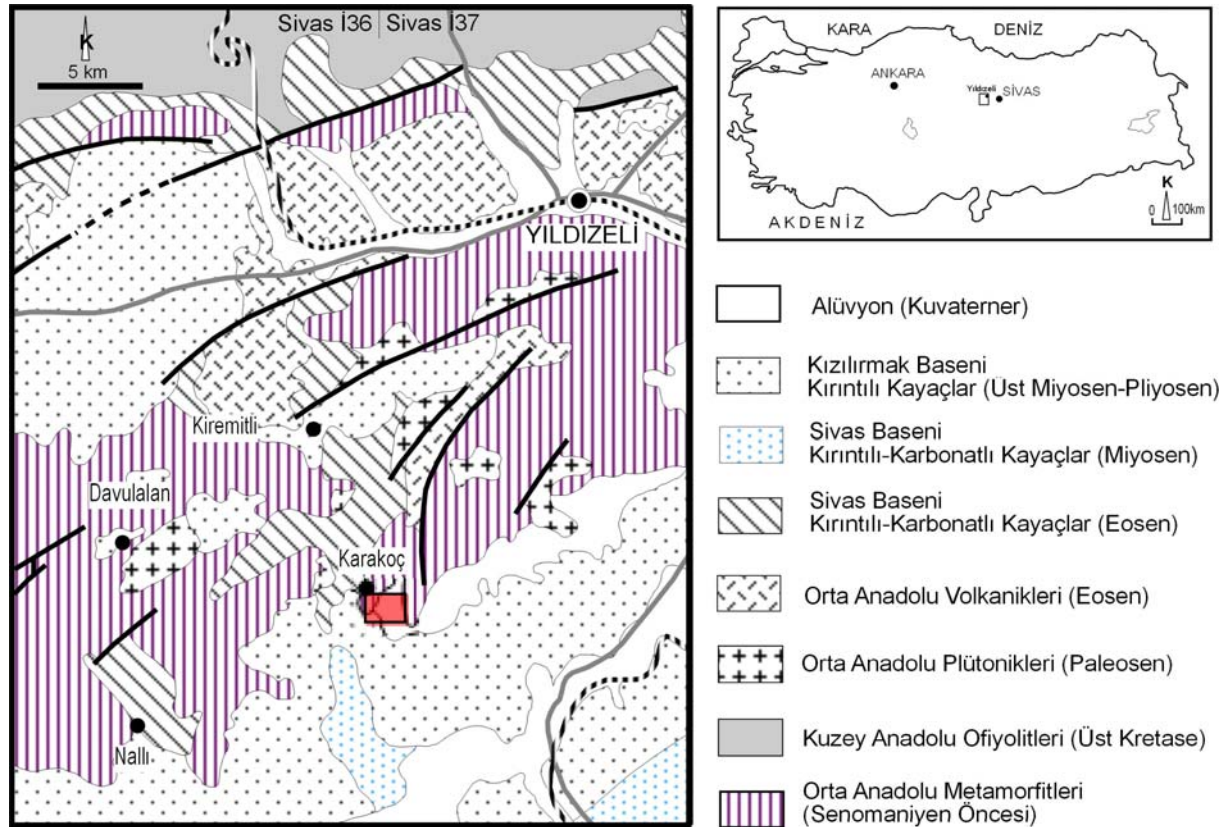
STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

Bu çalışma kapsamında incelenen bölge, Karakoç Köyü'nün (Yıldızeli güneyi, Sivas) yaklaşık 500 m güneyinden itibaren başlamakta olup, 1:25.000 ölçekli İ-36 c2 ve İ-37 d1 paftaları içinde yaklaşık 3 km² lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 2).

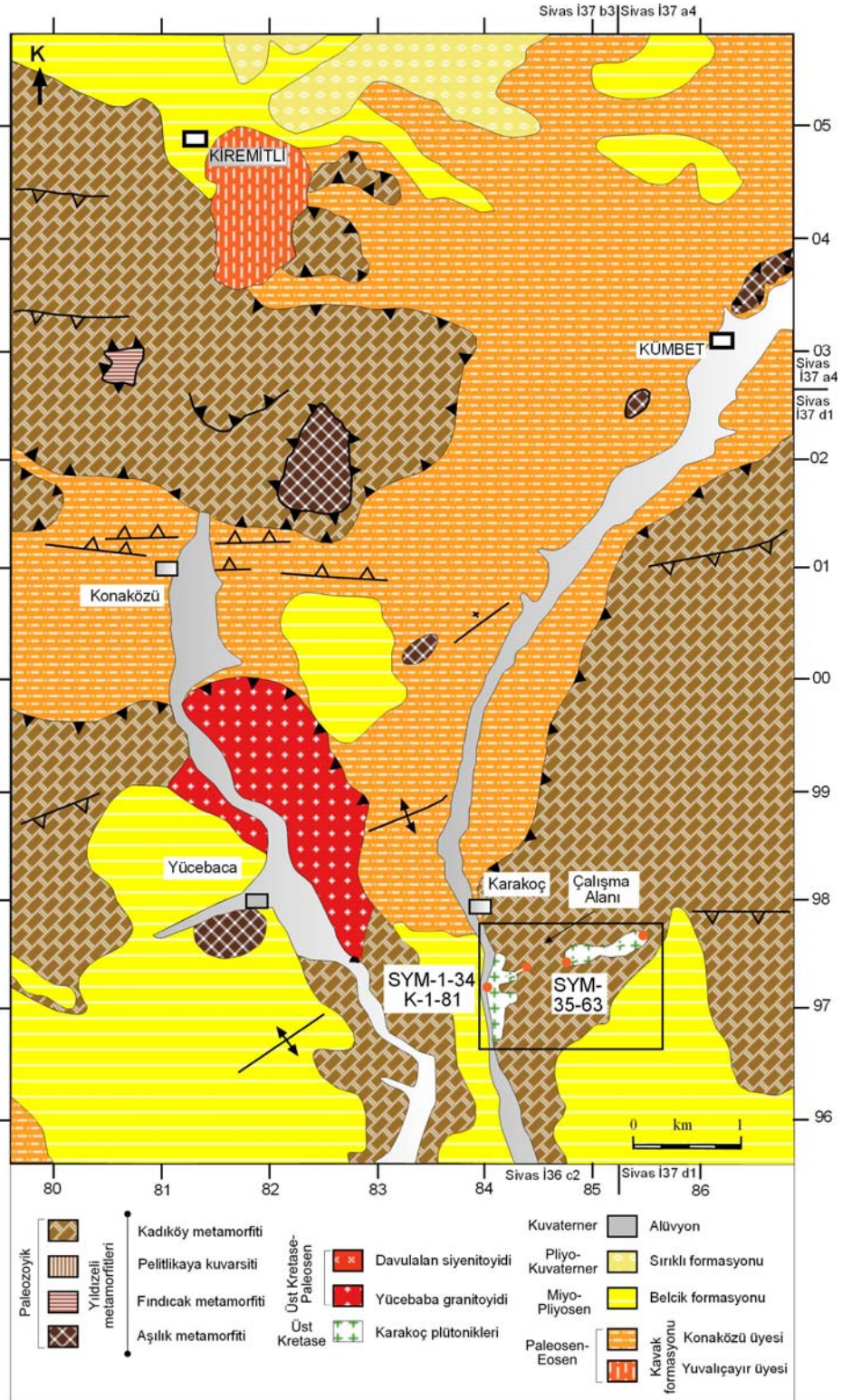
Alpaslan (1993) tarafından gerçekleştirilen ayrıntılı çalışmaya göre; inceleme alanının temelinde,

Paleozoyik yaşlı metamorfitletler ve üzerinde tektonik dokanakla bulunan Üst Kretase yaşlı ultramafikler ile Üst Kretase-Paleosen yaşlı plütonikler bulunmaktadır. Bu istif ise Tersiyer yaşlı sedimanter-volkanosedimanter birimlerce uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 3).

Bu çalışmanın konusunu oluşturan mafik/ultramafik plütonikler, metamorfik kayalar ile çevrenmekte, felsik plütonik ve damar kayaları ile kesilmekte, flogopitce zengin yaygın hidrotermal alterasyon zonları içermektedir. Şakar (2004) tarafından "Karakoç plütonikleri" olarak adlandırılan birim, Yeşildağ'ın (2009) çalışmaları ile birleştirilerek "Karakoç mafik/ultramafik plütonikleri" olarak yeniden tanımlanmıştır.

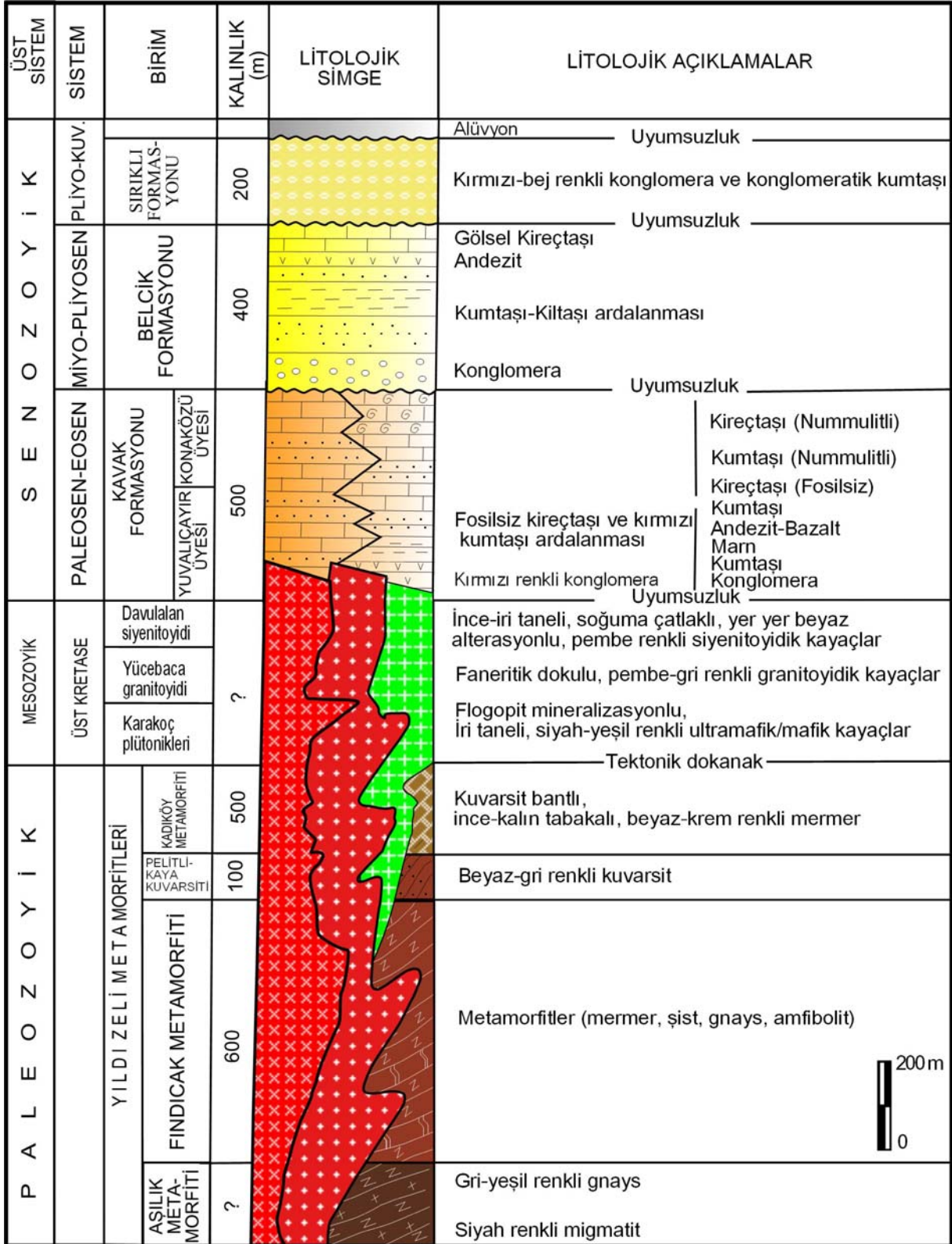


Şekil 1. Yıldızeli çevresinin yer bulduru ve basitleştirilmiş jeoloji haritası (MTA, 2002'den düzenlenerek).
Figure 1. Location and simplified geology map of Yıldızeli surrounding (arranged from MTA, 2002).



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası (Alpaslan, 1993'ten sadeleştirilerek) ve örnek yerleri (K-1-81: Şakar, 2004; SDV-1-63: Yeşilyurt, 2009).

Figure 2. Geology map of study area (simplified from Alpaslan, 1993) and sample locations (K-1-81: Şakar, 2004; SDV-1-63: Yeşilyurt, 2009).



Şekil 3. Yıldızeli çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Alpaslan, 1993'ten sadeleştirilerek).

Figure 3. Generalized stratigraphic columnar section of Yıldızeli surrounding (simplified from Alpaslan, 1993).

Birim, çalışma alanı ve civarında yalnızca Karakoç Köyü'nün güneyinde, Karakoçözü Dere boyunca, yaklaşık olarak 1,5 km² lik dar bir alanda gözlenmektedir. Koyu gri-siyah renkli oldukça iri kristalli birbirlerine geçiş gösteren mafik ve ultramafik plütonik kayalardan oluşan birim, Yıldızeli metamorfite'ne ait mermer, şist ve gnayslar içerisindeki tabaka ve foliasyon düzlemleri arasına "sil" konumunda yerleşmiştir.

Mafik kayalardan gabrolar; beyaz-yeşil renkli olup, feldispat-piroksen bantları içermektedir. Diyoritler; ince taneli, siyah renkli benekler biçiminde hornblend ve bazı örneklerde iri kristalli plajiyoklaz mineralleri ile temsil edilmektedir. Monzogabrolar; yeşilimsi iri kristalli bir görünüm sunmaktadır. Monzodiyoritler; 50 cm yer yer de 10-20 cm kalınlıkta, siyah renkli hornblend içeren kayalardır. Monzodiyoritli zon ile gabro arasında, 5 cm kalınlıkta kuvars bantı (kuvarsolit) saptanmıştır. Monzonitler, hornblend arabantlı, 3 cm kalınlıkta, beyaz renkli, yer yer de epidotlaşma göstermektedir.

Ultramafik kayalar; çoğunlukla yeşilin değişik tonlarında renklere sahip olup, çoğunlukla hornblendit, ender olarak hornblend-piroksenit ile temsil edilmekte ve birbirlerine geçiş göstermektedir. Hornblenditler, koyu yeşil-siyah renkli, iri taneli, çubuksu ve sert kayalardır. Siyah renkli benekler içeren bu kayalar, genel olarak çıkıntı görünümlü mermerler arasında girinti yapan 0.2-5.0 m kalınlıklarda siller şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4a). Hornblendit damarlarının mermerlere yakın kenar kesimleri flogopitce zengin, orta kesimleri ise hornblend-flogopit aralanması göstermektedir. Karakoç plütoniklerinin metakarbonat bantlaşmalarına uyumlu bir şekilde sokulum yaptığı mermerler, iri kristalli, şeker dokusu kazanmış, genellikle D-B/70°K yönlü, felsik plütonik kayalar ile kesilmekte, ayrıca 1-10 cm kalınlık ve 5-20 cm uzunlukta kuvars-silis mercekleri içermektedir.

Yer yer epidotlaşmış Karakoç plütonikleri ile mermerler, pembe renkli, iri kristalli, 1-20 cm arasında değişen kalınlıklardaki siyenit ve granit aplit sokulumları (K10-70°D/80-90°KB) ile kesilmektedir (Şekil 4b). Aplitik dayklar değişik

konumlarda bulunmakla birlikte 22-26 cm'lik normal faylarla ötelenmişlerdir. Pembe renkli daykların sokulum yaptığı 5-7 cm'lik kesimlerde siyah renkli granat oluşumları da bulunmaktadır.

İnceleme alanında felsik plütoniklerden (Yücebaça Granitoyidi ve Davulalan Siyenitoyidi), siyenitler içerisinde 0,5-20 cm çapında, küresel, elipsoyidal ve mercek biçimli mafik magmatik enklavlar yer almaktadır (Şekil 4c).

Karakoç mafik/ultramafik plütoniklerine başlıca flogopit oluşumları ile temsil edilen hidrotermal bozuşma ürünleri eşlik etmektedir (Şekil 4d). Karakoç yatağında 1-5 cm kalınlıktaki flogopit pul/levhalarının oluşturduğu paketleri 10-15 cm kalınlıktaki yeşil renkli piroksen ve/veya hornblend mineralleri çevrelemektedir. Flogopit oluşumları arasındaki 20-50 cm kalınlıktaki beyaz bozunmalı hornblendit kayalarını pembe renkli ve 15-20 cm kalınlıktaki aplitler kesmektedir. Aplitleri ise 40-60 cm kalınlığında, hornblend içeren beyaz renkli skapolitli zon çevrelemektedir. Ayrıca flogopit mineral oluşumları içinde beyaz renkli, lifsel, biraz sert, yer yer toz gibi dağılgan skapolit mineralleri yer almaktadır. Ayrıca 6 cm kalınlığında, beyaz-yeşil renkli bozunma yamalı skapolit-piroksen oluşumları bulunmaktadır. Yeşilimsi kahve-kahve renkli, camsı ve/veya inci parlaklığında, iri, yarı şeffaf ve dilinim düzlemleri boyunca birbirinden zorlukla ayrılabilen, kırılğan, çok ince (< 0.5 mm), 1-3 cm çapındaki flogopit pulları, üst üste dizilerek iri levhamsı topluluklar (1-5 cm) oluşturmaktadır.

Bu çalışmada K/Ar yaş tayini verilerine göre; Karakoç plütoniklerindeki hornblenditler için Üst Kretase (69.7±1.8 Ma); siyenit aplitler için Üst Kretase (67.8±1.7 Ma), Karakoç plütoniklerinin içinde gelişen flogopit mineralleri için ise Paleosen (60.1±1.6 Ma) yaşları elde edilmiştir.

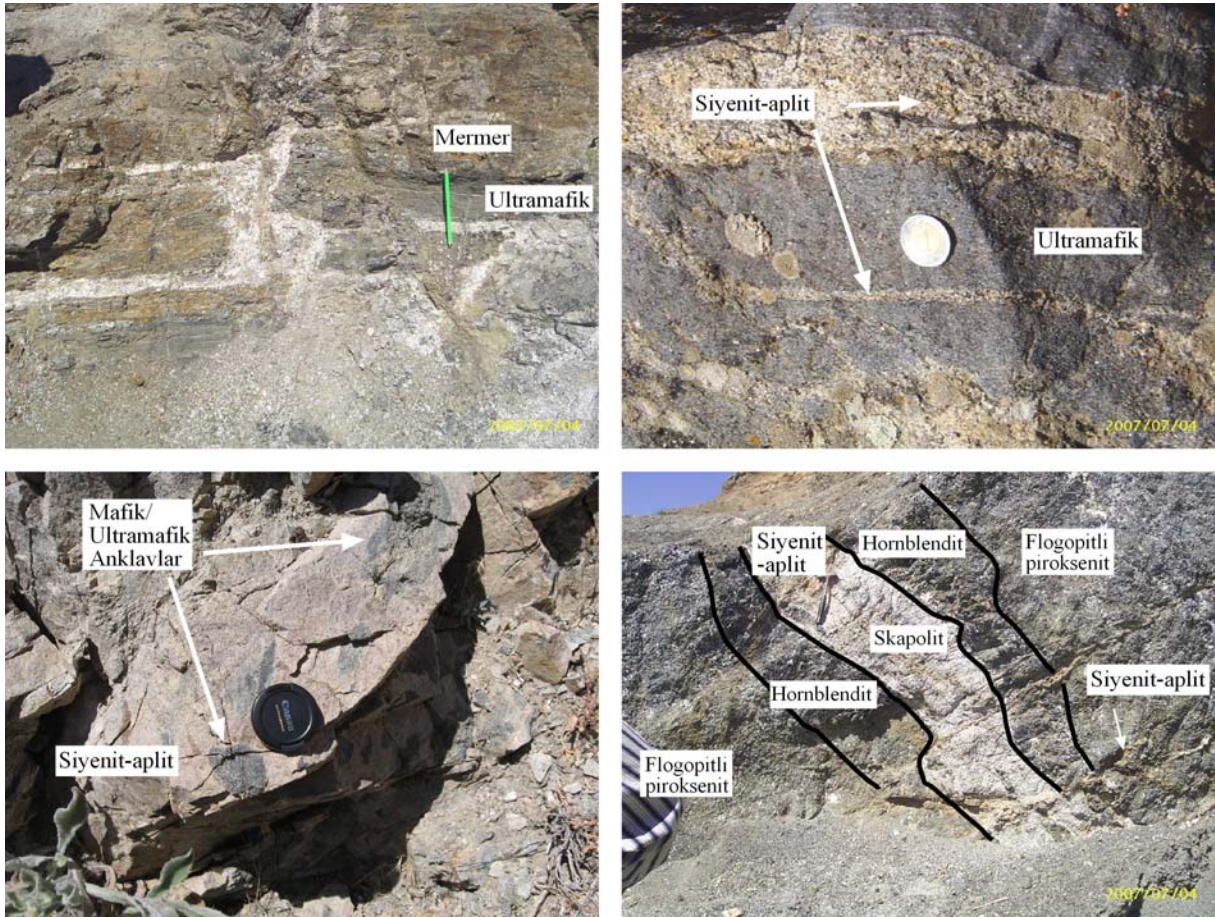
MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanından çoğunluğu mafik/ultramafik birimlere ait olmak üzere toplam 142 adet mineral ve kayaç örneği alınmıştır. Bunlar Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarı'nda

hazırlanan lam preparatları (ince kesit) hazırlanarak Nikon marka, alttan aydınlatmalı binoküler polarizan mikroskobunda tanımlanmıştır. Bu yöntem ile kayacı oluşturan bileşenler ve bunların dokusal özellikleri tanımlanarak kayaların adlandırılmalarının yanı sıra; bozuşma ve bozunma ürünleri aydınlatılmaya çalışılmıştır.

Örneklerin ana, iz/eser ve nadir toprak element (REE) çözümlenmeleri Kanada'daki Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) ve Acme Analytical Laboratories Ltd. (Acme labs) şirketlerine yaptırılmıştır. Ana element çözümlenmelerinde lityum

metaborat/tetraborat füzyon ICP, iz/eser ve nadir toprak element çözümlenmelerinde ICP-MS kullanılmıştır. Bunlar; geçiş metalleri (Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu, Pb, Zn), granitoid elementleri (Bi, In, Sn, W, Mo), karışık davranışlı elementler (As, Sb), halojen (Be), değerli metal (Ag), kalıcılığı düşük elementler / LFSE (K, Rb, Cs, Ba, Sr, Tl, Ga), kalıcılığı yüksek elementler / HFSE (Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y, Th, U), nadir toprak elementleri / REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) ile diğer elementi (Ge) kapsamaktadır.



Şekil 4. Karakoç plütönikleri-çevre kayaç ilişkisi, a) Metamorfitletler içerisinde siyah renkli ultramafik sokulumları, b) Ultramafikleri kesen ve faylarla ötelenmiş siyenit applitler, c) Pembe renkli siyenit içinde mafik magmatik anklavlar, d) Ultramafiklerde gelişmiş flogopit ve skapolit oluşumları ile siyenit applit daykları.

Figure 4. Karakoç plutonics-surrounding rock relationship, a) Black colored ultramafic intrusions within the metamorphites, b) Syenite aplites cutting ultramafics and displaced with faults, c) mafic magmatic enclaves within the pink colored syenite, d) Phlogopite and scapolite occurrences developed in the ultramafics and syenite aplite dikes.

Holokristalin-hipidiyomorf taneseli ve porfirik dokulu mafik/ultramafikler; bolluk sırasına göre ana mineral olarak plajiyoklaz, nefelin, skapolit, ribekit-arfvedsonit, hastingsitik hornblend, biyotit/flogopit, ojit, egirinojit, egirin, enstatit, ortoklaz, kuvars; tali mineraller olarak da ksenotim, apatit, titanit, zirkon, topaz ve opak mineralleri içermektedir.

Hornblend; çubuğumsu-prizmatik biçimli, çoğu kesitte yarı özşekilli-özşekilsiz, sarımsı kahve-yeşil renkli, kuvvetli pleokroyiktir.

Arfvedsonit; yarı özşekilli-özşekilsiz, çoğunlukla hornblend ile birlikte ayrışım lamelleri (yama) biçiminde ve daha az olarak da ayrı bileşen halinde bulunan, açık/koyu mavimsi yeşil renkli minerallerdir. Amfiboller; yer yer kloritleşme ve epidotlaşma göstermektedir.

Egirinojit/egirin; yarı özşekilli-özşekilsiz, açık-soluk yeşil renkli, hornblende göre düşük pleokroyizmaya sahip olup; yaygın uralitleşme, bazen arfvedsonitik uralitleşme sonucu hornblend ve/veya arfvedsonite dönüşmüşlerdir. Ayrıca kloritleşme ve epidotlaşma göstermektedir.

Skapolit; özşekilsiz, mineralleri sarar bir halde, canlı girişim renkli, renksiz, düşük optik engebeye sahip, meyonit türünde olduğu bilinen ve hidrotermal bozuşma sonucunda Ca-zeolite (balıksırtı görümlü) dönüşmüş minerallerdir. İçerisinde plajiyoklaz minerali oluşumu şeklinde poyikilitik doku gözlenmektedir. Ayrıca yaygın killeşme ve epidotlaşma göstermektedir.

Nefelin; özşekilli-yarı özşekilli, gri girişim renkli, renksiz, düşük optik engebeli, bazı kesitlerde grafik doku benzeri plajiyoklazların yanı sıra, hornblend ve piroksen kapanımları şeklinde poyikilitik doku sunmaktadır. Bazı nefelinlerin çatlaklarında lifsi-levhamsı mika dönüşümleri yer almaktadır. Skapolit minerali içerisinde bulunan bazı özşekilli nefelinlerin etrafı epidot mineralleri ile kuşatılmış biçimde gözlenmiş, bazı kesitlerde de nefelinleri keser şekilde epidot oluşumları saptanmıştır. Bol killeşme sunan nefelin mineralleri ayrıca siyah benekli bozunmalar da göstermektedir.

Plajiyoklaz; yarı özşekilli, polisentetik ikizlenmeli, düşük optik engebeli ve renksiz olarak bulunmaktadır. Anortit içeriği (% 76: bitovnit) ve optik engebese kısmen yüksek, I. dizinin üst girişim renklerini sunan plajiyoklaz mineralleri de görülmüştür. Plajiyoklazlar, daha ziyade ortoklazlarda gözlenen poyikilitik ve pertitik benzeri dokusal ilişkiler, ayrıca serizitleşme ve yaygın epidotlaşma göstermektedir.

Biyotit; pulsü sönme gösteren, levhamsı, kırmızımsı-kahve renkli, bazı kesitlerde hornblend mineralinden itibaren gelişmiş (?) ender bulunan mikalar olup; kloritleşme göstermektedir.

Enstatit; özşekilsiz, gri girişim renkli, renksiz, çatlaklı, paralel sönmeli olup, epidotlaşma göstermektedir. Bazı ultramafik kayalarda belirlenmiştir.

Ortoklaz; özşekilsiz, renksiz, optik engebese düşük, karlsbad ikizlenmeli, poyikilitik doku, pertitik doku, damlalar biçiminde grafik doku benzeri oluşumlar göstermektedir. Ayrıca, yer yer serizitleşme ve killeşme gibi bozuşmalara sahip olup, bazı mafik kayalarda gözlenmiştir.

Zirkon; özşekilsiz, canlı girişim renkli, optik engebese yüksek, renksiz, diğer mineraller içinde (özellikle skapolitler içinde) kapanımlar şeklinde bulunan ve metamiktizasyon gösteren tali bileşenlerdir. Titanit mineralleri; yarı özşekilli-özşekilsiz, her iki nikol renkleri yaklaşık aynı olan (koyu kahve), optik engebese yüksek tali kristallerdir. Apatit mineralleri; iğnemi biçimli, gri girişim renkli, optik engebese yüksek ve renksizdir. Topaz; çubuğumsu, gri girişim renkli, renksiz, optik engebese yüksek, çoğunlukla skapolit ve nefelinler içinde kapanımlar halinde bulunmaktadır. Ksenotim mineralleri; özşekilsiz, optik engebese yüksek, her iki nikolde yaklaşık benzer renk sunmakta ve kahverengimsidir. Opak mineraller; özşekilli-yarı özşekilli, bazılarının etrafı demir oksit bakımından zenginleşmiştir.

Epidotlar; piroksen, amfibol ve skapolitlerin hidrotermal bozuşması ile oluşmuş, özşekilsiz, bazı kesitlerde nefelinlerin çatlaklarında veya etrafını kuşatmış biçimde bulunmaktadır. Bazı kesitlerde pistazitlerin skapolit mineralleri ile girift ilişki şeklinde buldukları görülmektedir. Genel-

likle pistazit (canlı girişim renkli, sarımsı renkli) olmak üzere, klinozoyisit (eğik sönme, gri-anormal mavi girişim renkli, renksiz) ve ender olarak da zoyisit (paralel sönme, gri-anormal mavi girişim renkli, renksiz) türü epidot mineralleri gözlenmiştir.

Post-magmatik oluşumları kalsit, kuvars ve klorit temsil etmektedir. Kalsit mineralleri; gözenek ve çatlakları doldurmakta, özşekilsiz, polisentetik ikizlenmeli, optik engebese düşük ve renksizdir. Bazı kesitlerde, özşekilsiz, dalgalı sönme gösteren, renksiz ve pürüzsüz görünümlü kuvars mineralleri kalsite eşlik etmektedir. Klorit mineralleri; piroksen ve hornblendlerden itibaren gelişmiş, levhamsı, özşekilsiz, yer yer optik izotrop görünümlü ve açık yeşildir. Bozuşmaya işaret eden, iğnemsisferülitik, çevresi epidotlaşmış (C-S?) ve gözeneklerde mineraller de görülmüştür.

Dokusal özelliklerine, mineral türlerine ve bolluklarına göre; gabroyik, diyoritik ve feldispatoyidli mafik plütonik kayalar; (skapolitli ve/veya nefelinli) hornblend gabro, skapolit diyorit, (skapolitli) klinopiroksen diyorit, monzodiyorit, (skapolitli) klinopiroksen monzodiyorit, monzogabro, (skapolitli) hornblend monzogabro, skapolitli foid monzogabro, nefelinli skapolitli gabro, skapolit gabro, hornblend monzonit, hornblend klinopiroksen monzonit ve foidolit biçiminde adlandırılmıştır (Şekil 5). Başlıca hornblendit ve piroksenit bileşimli ultramafik plütonik kayalar ise (nefelinli) hornblend piroksenit, (nefelinli) piroksen hornblendit, (skapolitli) piroksen hornblendit, (skapolitli) hornblend piroksenit, (skapolitli) hornblendit ve (skapolitli) piroksenit, klinopiroksen hornblendit, hornblendit ve (plajiyoklazlı) klinopiroksen hornblendit ile temsil edilmektedir (Şekil 6).

JEOKİMYA

Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri'nin yanı sıra, bunlara eşlik eden felsik (şiyenit apilit) ve hidrotermal kayaların (flogopitit) ana ve iz element içerikleri saptanmış (Çizelge 1); sonuçlar çeşitli diyagramlarda değerlendirilmiştir.

Mafik/ultramafik kayaların Cr (7-76, ort. 28), Ni (1.8-30.0, ort. 11.6) ve Co (26.0-78.3, ort. 46.0)

içerikleri ve Mg# sayısı (0.15-0.38, ort. 0.25) düşük olup; dar bir aralıkta değişmektedir.

Magmatik kayalar; Le Bas ve diğ.'nin (1986) toplam alkali-silika diyagramında foyitit-bazalta, Zr/TiO₂-Nb/Y diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) çoğunlukla bazalt-andezite kadar değişen bir bileşimsel aralığa sahiptir (Şekil 8).

Toplam alkali-silika diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) bazı örneklerin alkalın, bazı örneklerin de subalkali alanda yer aldığı (Şekil 9a); subalkali karakterli örneklerin ağırlıklı olarak toleyitik karakterli olduğu görülmektedir (Şekil 9b).

Karakoç Mafik/Ultramafik kayaları; TiO₂-FeO içerikleri bakımından Kıbrıs'taki Troodos ofiyolitlerinin yüksek Ti-serisi ile aynı kimyasal bileşime sahiptir (Şekil 10).

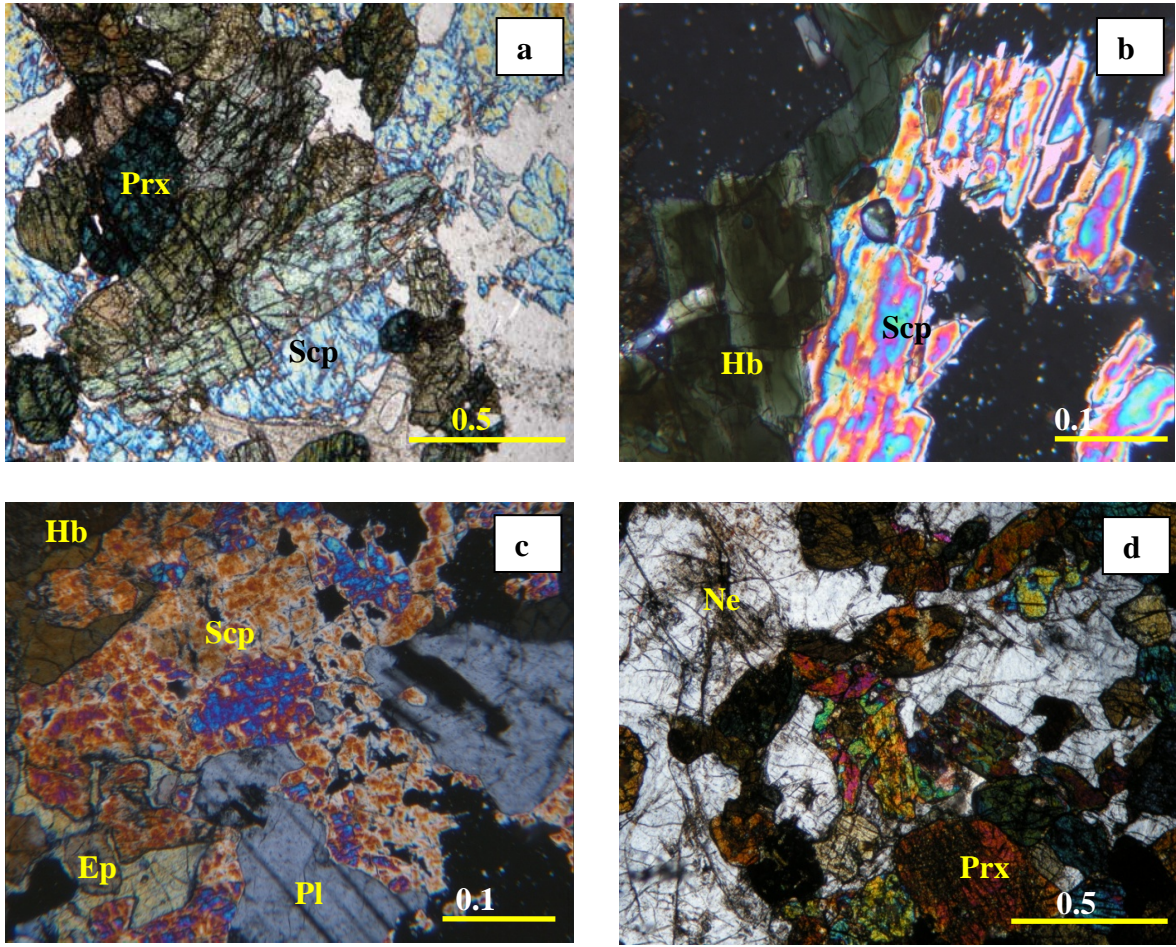
Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri'ne ait kayalar örneklerine ait bazı ana oksitlerin SiO₂'ye göre değişim diyagramlarında negatif ve pozitif yönelimler gözlenmekte, ayrıca alkali-subalkali faza ait örnekler farklı alanlarda kümelenmektedir (Şekil 11). Ancak, diğer değişim diyagramlarında noktaların dağılık buldukları gözlenmiştir.

Plütonik kayalarda iri katyonlu litofil (LILE) ve/veya kalıcılığı yüksek olan elementlerin (HFS) oransal ikili değişim diyagramlarında Nb-Zr arasında orta derecede pozitif bir ilişki söz konusu olup, örnek sayısı sınırlı olmakla birlikte fraksiyonel kristallenme yöneliminin (Şekil 12a), Y/Nb-Zr/Nb ($r^2=0.52$) ve Rb/Y-Nb/Y diyagramlarında kabuksal kirlenme ve zenginleşmiş manto kaynağının işaretleri kısmen gözükmemektedir (Şekil 12b-c). Arkean manto kaynağı için (Sun ve Nesbitt, 1977) iki hesaplanmış bölümsel ergime eğrilerinin (Dury, 1983) (I: % 60 olivin + % 20 ortopiroksen + % 10 klinopiroksen + % 10 plajiyoklaz, II: % 60 olivin + % 20 ortopiroksen + % 10 klinopiroksen + % 10 granat) de gösterildiği diğer diyagramda (Şekil 11d); subalkali örnekler I., alkali örnekler ise II. ergime eğrilerine paralel uzanmaktadır. Ayrıca, örneklerin dağılımı klinopiroksen ve amfibolün fraksiyonel kristalleşmesine işaret etmektedir.

Çizelge 1. Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri'ne ait kayaç örneklerinin ana ve iz element çözülme sonuçları (LOI: Ateşte Kayıp, SYM-2: Flogopitit, SYM-7: Aplit).

Table 1. Results of major and trace elements analysis fo rock samples from Karakoç Mafic/Ultramafic Plutonics (LOI: Loss on Ignition, SYM-2: Phlogopitite, SYM-7: Aplit).

Örnek/ Elem.	K4	K5	K11	K21	K26	K32	K35	K37	K38	K56	K57	K61	K64	K65	K70	K78	SYM- 30	SYM- 2	SYM- 7
SiO ₂	45.77	44.77	47.63	38.33	43.24	48.37	42.12	40.71	36.92	44.63	42.38	30.03	35.83	34.1	40.38	42.57	35.73	34.89	65.14
TiO ₂	0.91	0.61	0.90	1.37	1.18	0.79	1.21	0.75	1.58	0.91	1.10	1.94	2.01	1.72	1.38	1.07	1.831	2.699	0.07
Al ₂ O ₃	13.23	14.75	12.12	14.91	13.93	11.65	12.73	14.69	13.94	10.53	12.7	12.24	12.1	13.83	13.35	16.95	14.38	16.99	19.03
tFe ₂ O ₃	8.12	7.18	9.84	16.89	10.98	9.39	10.29	8.80	15.50	8.76	9.99	21.58	19.72	17.39	15.36	11.32	19.4	12.69	0.89
MnO	0.19	0.15	0.25	0.19	0.20	0.24	0.12	0.20	0.28	0.17	0.16	0.15	0.26	0.19	0.33	0.29	0.321	0.121	0.022
MgO	6.08	5.46	5.68	4.69	4.86	5.58	8.74	4.00	7.51	8.64	7.75	7.44	8.01	8.07	6.91	4.46	8.56	16.92	0.10
CaO	19.80	20.4	17.39	16.84	18.61	17.12	20.52	21.65	15.61	21.14	21.41	17.3	16.38	14.97	13.89	14.52	11.9	0.53	1.16
Na ₂ O	2.19	2.04	1.86	1.59	1.91	1.77	1.08	2.23	1.73	1.44	0.98	0.99	1.14	1.52	1.76	2.51	1.62	0.43	5.71
K ₂ O	0.28	0.33	1.83	1.05	1.39	2.18	0.55	0.29	1.97	0.33	0.23	0.99	1.29	2.26	2.77	2.11	2.46	8.73	6.72
P ₂ O ₅	0.07	0.16	0.07	1.63	1.36	0.25	0.40	1.21	0.62	0.07	0.03	3.34	1.00	2.61	1.27	1.22	0.94	0.06	0.04
LOI	2.60	3.60	1.50	1.60	1.40	1.70	1.40	4.80	3.70	2.90	2.80	3.20	1.50	2.50	1.70	1.90	1.33	4.69	0.38
Top.	99.25	99.48	99.27	99.30	99.2	99.24	99.22	99.36	99.44	99.55	99.57	99.35	99.33	99.3	99.37	99.10	98.49	98.75	99.26
Cr	41	62	41	21	76	14	21	7	27	62	14	55	<7	<7	<7	<7	40	<7	
Ni	8.6	7.8	15.1	1.8	7.9	14	8	2	13.7	2.2	14.1	8.3	28.2	3.7	26.2	5.7	30.0	160.0	<20
Co	43.4	32.5	37.3	39.2	45.5	36.9	60	26	45.6	31.1	35.3	68.5	44.7	78.3	47.8	40.1	70	93	2
Sc	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	23	10	<1
V	232	179	235	436	256	151	323	194	376	186	201	516	429	474	322	259	547	385	17
Cu	21.9	23.5	7.8	17	5.2	31	93.1	19	5.4	0.5	3.8	74.7	20	130.8	56.9	18.8	140.0	50.0	10.0
Pb	7	8	4.2	11.2	6.6	9.1	4.9	14.6	7.7	5.6	3.9	3.3	2.8	5.4	5.6	11.9	8.0	5.0	19.0
Zn	33	30	46	62	38	40	21	24	97	27	33	52	77	70	122	97	210	160	<30
Bi	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	<0.1	0.2	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	<0.1	<0.1
Sn	3	2	3	3	3	2	4	2	3	3	3	5	4	3	5	2	3	1	<1
W	194.6	89.6	129.6	85.6	177.1	140.2	138.8	73.2	49	146.1	185.9	69.3	93.9	52.5	65.6	114.2	1.7	236.0	15.8
Mo	0.3	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	0.4	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	<2.0	<2.0	<2
As	<0.5	<0.5	<0.5	1.3	1.4	1.1	<0.5	2.9	0.8	<0.5	0.8	0.6	0.6	1.5	1.2	2.0	<5	<5	<5
Sb	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.6	1.5	<0.2
Ag	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	5.2	6.1	46.9	23.3	41.8	66.5	7.3	5.7	23.5	36.6	14.3	17.7	16	23.9	53	45.7	28.0	482.0	264
Cs	0.6	0.1	1	0.5	1	1.6	0.4	0.8	0.4	3.6	1.6	0.4	0.2	0.3	1	1.9	0.2	14.3	3.9
Ba	63	143	1616	1785	1271	1672	418	209	555	222	151	1276	627	1185	2318	1532	866	8320	684
Sr	716	1033	891	1264	1226	867	798	1687	779	666	496.6	680.6	672	1021	1123	1567	592.0	125.0	536.0
Tl	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.5	2.8	1.9
Ga	16.2	16.4	17.6	23.4	19.7	17.8	18.1	18.7	19.3	18.5	18.1	28.3	22.0	21.6	23.6	21.4	21.0	15.0	24.0
Ta	1.1	0.3	0.5	0.6	1.1	4.6	0.3	1.9	0.9	0.4	0.4	0.5	0.7	0.7	1.6	0.9	0.67	0.48	1.71
Nb	23.4	6.1	7.7	8.6	13.3	47.1	3.1	22.9	21.3	3.2	2.4	5.8	10.8	14.5	35	22.1	18.3	6.5	27.3
Hf	2.4	2.8	4.3	6	7.3	5.2	5.8	5.6	4.7	8.4	8.2	6.9	5.4	5.3	8.3	6.6	5.2	0.5	5.8
Zr	90.4	119.2	173.7	184.5	263.6	230.6	136.3	210.5	153.7	272.1	253.3	152.5	153.4	146.5	286.6	240.3	173.0	20.0	306.0
Y	21.8	13.5	26.1	42.9	37	17.4	27.6	42.1	37.4	20.1	14.6	40.8	41.9	47.3	55.3	47.1	34.0	0.8	8.8
Th	18.3	15.1	6.4	27.5	30.3	44.9	10.7	58.3	14.8	6.6	3.2	10.1	6.4	28.3	32.1	45.1	13.9	0.7	61.3
U	4.1	1.8	1.7	8.1	4.8	5.3	1.3	9.0	2.5	2.0	0.7	1.9	1.6	5.4	5.5	6.7	3.0	0.2	13.6
La	25.5	38.6	25.2	109.4	114	39.7	44.5	158.1	84.4	36.8	23.3	71.0	54.6	125.8	139.8	181.8	97.2	2.8	34.5
Ce	55.8	71	59.7	232.4	240.3	94.7	110.5	305.1	176.7	82.7	60.8	184.6	168.9	330.6	352.4	395.4	213.0	4.7	54.5
Pr	6.98	7.49	7.58	28.33	28.39	11.94	15.81	34.01	21.29	10.2	8.02	24.12	23.42	40.09	39.92	42.05	30.10	0.57	5.06
Nd	27.7	24.6	30.2	113	109.6	46.5	71.0	124.6	81.5	41.3	34.1	105.3	100.3	162.5	151.5	150.0	100.0	1.8	13.9
Sm	5.7	4.2	6.3	20.1	17.4	7.6	14.5	19.5	14.7	8.0	6.5	20.8	19.0	26.2	24.8	21.7	19.6	0.3	2.3
Eu	1.4	1.01	1.65	4.37	3.78	1.68	3.37	4.11	3.29	1.78	1.47	4.67	4.2	5.71	5.27	4.32	4.30	<0.01	0.54
Gd	4.13	2.63	4.75	13.2	10.76	4.62	9.35	11.47	9.27	5.39	4.07	14.66	13.25	16.38	15.63	12.9	13.60	0.23	1.50
Tb	0.69	0.45	0.78	1.77	1.39	0.65	1.24	1.59	1.35	0.75	0.61	1.87	1.78	2.03	2.17	1.77	1.56	0.03	0.24
Dy	3.89	2.39	4.68	8.46	6.96	3.29	5.76	7.73	7.05	3.89	2.62	8.59	8.41	9.39	10.45	8.31	7.14	0.13	1.35
Ho	0.76	0.45	0.91	1.45	1.16	0.6	0.95	1.42	1.25	0.69	0.51	1.46	1.46	1.57	1.91	1.49	1.18	0.02	0.27
Er	2.14	1.24	2.52	3.59	2.99	1.49	2.37	3.64	3.29	1.82	1.32	3.16	3.59	3.96	4.87	3.81	3.04	0.06	0.85
Tm	0.34	0.22	0.44	0.50	0.42	0.26	0.31	0.51	0.45	0.27	0.17	0.40	0.45	0.50	0.64	0.56	0.42	<0.01	0.14
Yb	2.05	1.23	2.76	2.87	2.70	1.52	1.72	3.28	3.02	1.70	1.14	1.97	2.52	2.70	3.71	3.27	2.61	0.05	0.94
Lu	0.32	0.23	0.45	0.46	0.40	0.28	0.25	0.52	0.43	0.28	0.19	0.30	0.37	0.38	0.60	0.49	0.38	0.01	0.15

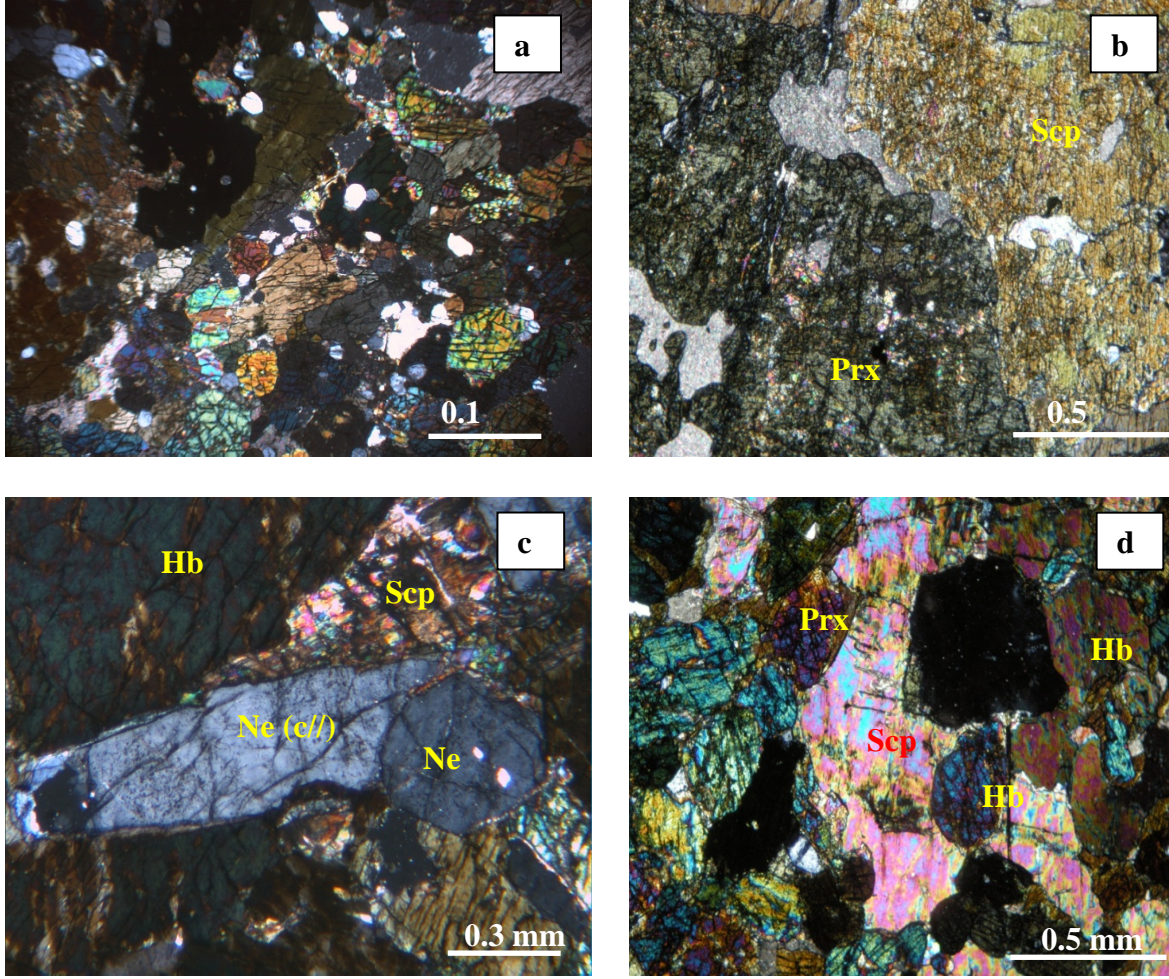


Şekil 6. Karakoç Mafik/Ultramafik Plütoniklere ait mafik kayaların optik mikroskopik mineral birliktelikleri (çift nikol), a) Gabro, b) Diyorit, c) Skapolit gabro, d) Foyidolit (Scp: Skapolit, Prx: Piroksen, Hbl: Hornblend, Ep: Epidot, Ne: Nefelin, Pl: Plajiyoklaz).

Figure 6. Optic microscopic mineral associations of mafic rocks from Karakoç Mafic/Ultramafic Plutonics (crossed nicol), a) Gabbro, b) Diorite, c) Scapolite gabbro, d) Foidolite (Scp: Scapolite, Prx: Pyroxene, Hbl: Hornblende, Ep: Epidote, Ne: Nepheline, Pl: Plagioclase).

Magmatiklerin köken malzemesini belirlemek amacıyla tipik bileşimler eklenerek (tüketilmiş MORB mantosu-DMM ve ilksel manto-PM: McDonough ve Sun, 1995; kondrit-C1: Boynton, 1984; normal-okyanus ortası rift bazaltı-N-MORB, zenginleşmiş-okyanus ortası rift bazaltı-E-MORB, okyanus adası bazalt-OIB: Sun ve McDonough, 1989; üst kıtasal kabuk-UC: Taylor ve McLennan, 1985; alt kıtasal kabuk-LC: Weaver ve Tarney, 1984) oluşturulan diyagramlarda örnekler manto bölgesinin dışında yer almaktadır (Şekil 13).

Bununla birlikte; plütonik kayalar Th/Yb-Ta/Yb diyagramında UC bileşiminin solunda, bir başka açıdan bakıldığında ise manto bölgesine ve bölümsel ergime yönelimine paralel uzanmaktadır (Şekil 13a). La/Sm-La diyagramında LC-UC-OIB arasında ve çevresinde dar bir alanda kümelenmektedir (Şekil 13b). La/Yb-Zr/Nb diyagramında ise LC-UC-OIB bileşimlerinin yukarısında ve Zr/Nb çizgisine kısmen paralel dağılmaktadır (Şekil 13c).



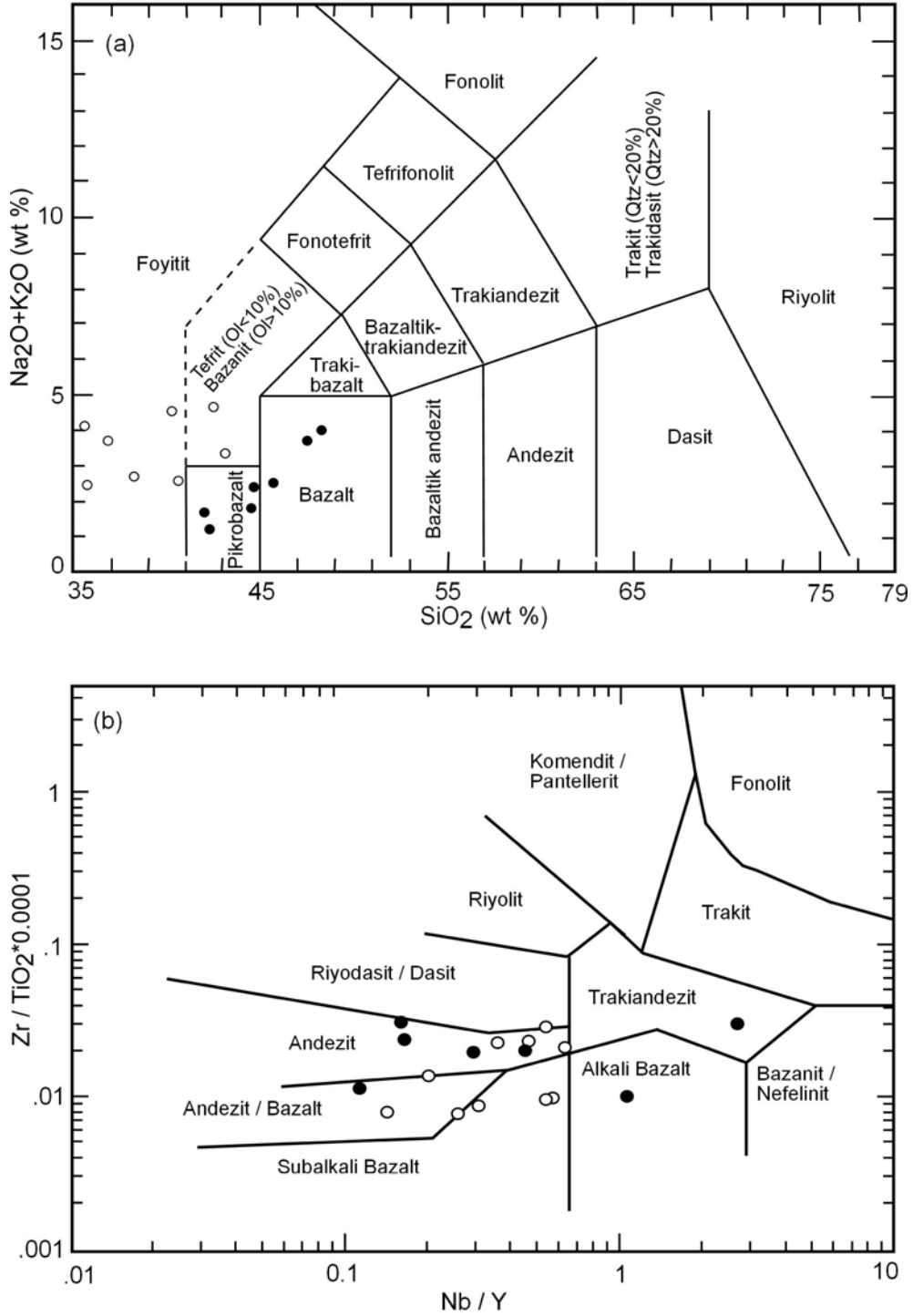
Şekil 7. Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri'ne ait ultramafik kayaların optik mikroskop mineral birliktelikleri (çift nikol), a) Hornblendit, b) Piroksenit, c) Nefelin piroksen hornblendit, d) Skapolit hornblendit (Scp: Skapolit, Prx: Piroksen, Hbl: Hornblend, Ne: Nefelin).

Figure 7. Optic microscpic mineral associations of ultramafic rocks from Karakoç Mafic/Ultramafic Plutonics (crossed nicol), a) Hornblendite, b) Pyroxenite, c) Nepheline pyroxene hornblendite, d) Scapolite hornblendite (Scp: Scapolite, Prx: Pyroxene; Hbl: Hornblende; Ne: Nepheline).

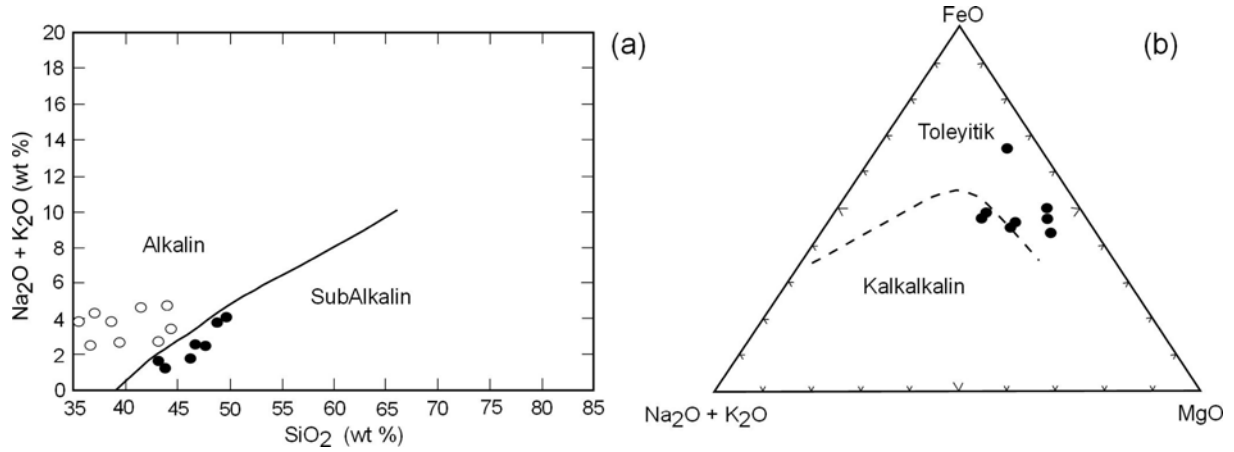
Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri'ne ait kayaç örneklerinin en az ve en çok değerleri ile ortalamaları alınarak, ayrıca OIB (Sun ve Mc Donough, 1989) ile inceleme alanındaki hidrotermal kökenli flogopitit ile siyenit apilitler de eklenerek N-MORB'a (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element ve REE dağılımları verilmiştir. Mafik/Ultramafiklerin desenleri flogopitit ve siyenit apilitlerden oldukça farklıdır. Mafik/Ultramafik plütonik kayaçlar; P (3 kat fakirleşme) ve Ti hariç, 486 kata kadar zenginleşme (Th) göstermektedir. Ortalama değerlere göre Th ve La pozitif; Nb, Sr ve Zr negatif anaomaliye sahiptir (Şekil 14a). Mafik/Ultramafik plütoniklerin

LREE'den HREE'e doğru içerikleri azalmakta olup; LREE içerikleri bakımından zenginleşmekte (La için 73 kat), HREE bakımından ise fakirleşmektedir (Lu için 4 kat) (Şekil 14b).

Tektonomagmatik ayırtman diyagramlarından Ti-V (Shervais, 1982) değerlerine göre; magmatik kayaçlar bütünüyle levha içi bazalt ortamını temsil etmektedir (Şekil 15a). Ti-Zr (Pearce, 1982) diyagramında ise çoğunlukla levha içi bazalt; gelişen kabuksal kirlenme (asimilasyon) nedeniyle de kısmen de Okyanus-Ortası Sirt Bazaltı ve Okyanus Adası Bazaltı ortamlarında yer almaktadır (Şekil 15b).

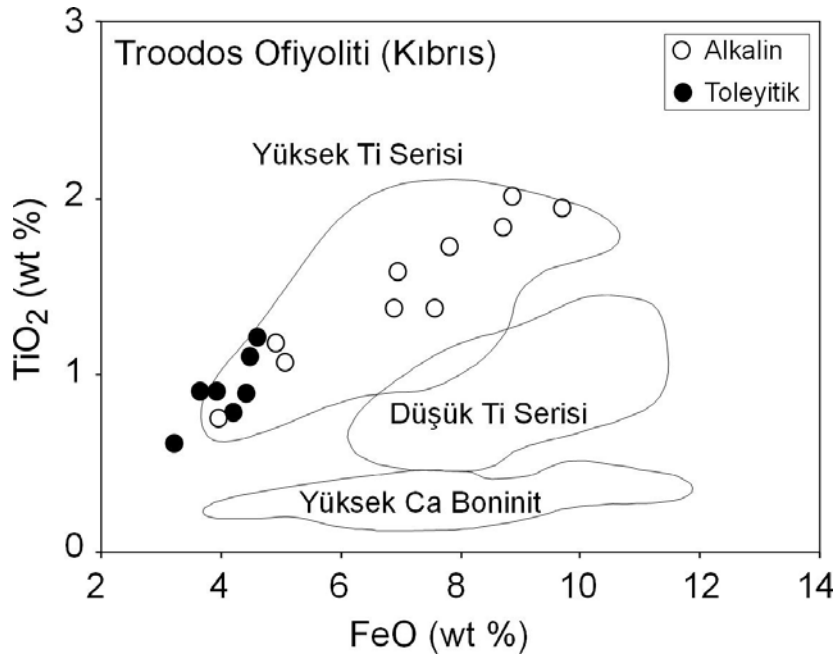


Şekil 8. Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri'ne ait kayaç örneklerinin sınıflandırılması ve adlandırılması, a) Toplam alkali-silika (Le Bas ve diğ., 1986), b) $\text{Zr}/\text{TiO}_2 * 0.0001 - \text{Nb}/\text{Y}$ (Winchester ve Floyd, 1977)
Figure 8. Classification and nomenclature of the rock samples from the Karakoç Mafic/Ultramafic Plutonics, a) Total alkali-silica, (Le Maitre et al., 1986), b) $\text{Zr}/\text{TiO}_2 * 0.0001 - \text{Nb}/\text{Y}$ (Winchester and Floyd, 1977).



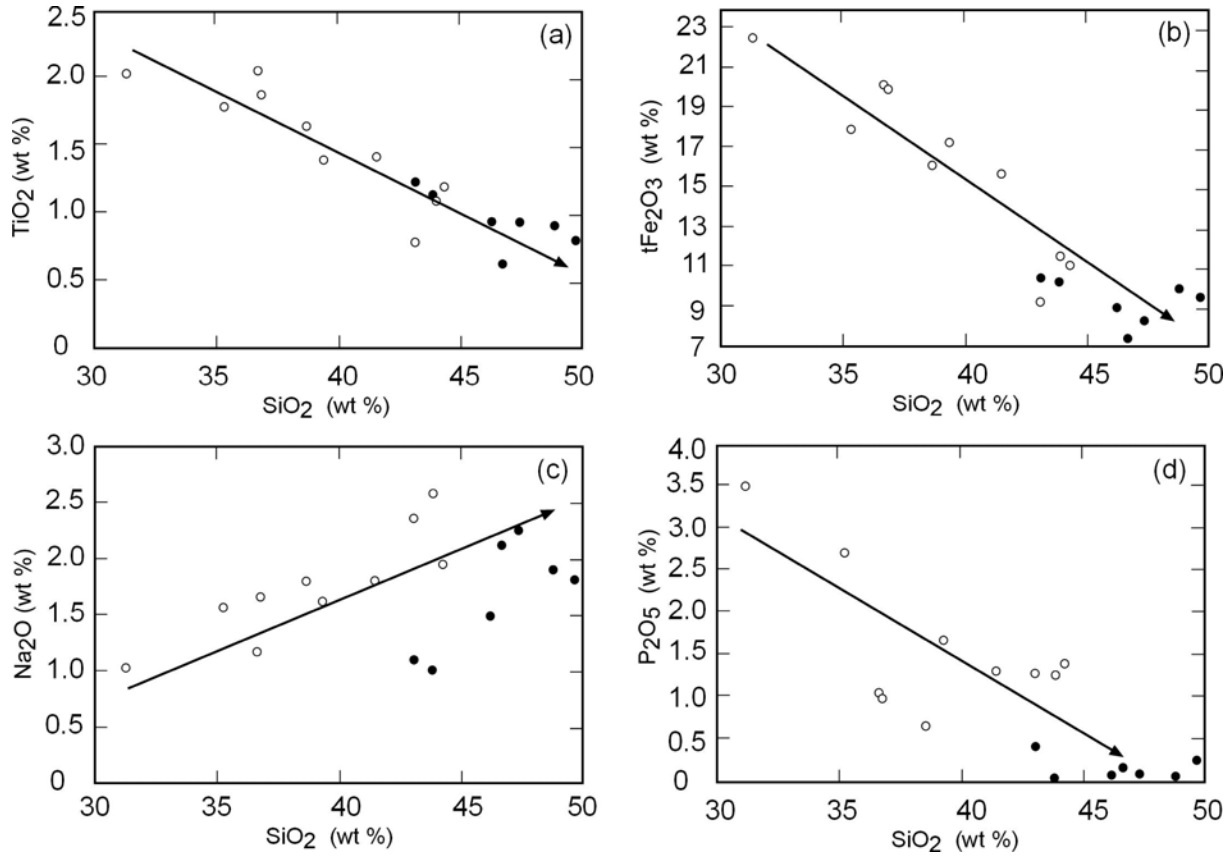
Şekil 9. Karakoç Mafik/Ultramafik Plütönikleri'ne ait kayaç örneklerinin sınıflandırılması ve adlandırılması (Irvine ve Baragar, 1971), a) Toplam alkali-silis, b) Toleyitik-kalkalkalin.

Figure 9. Classification and nomenclature of the rock samples from the Karakoç Mafic/Ultramafic Plutonics (Irvine ve Baragar, 1971), a) Total alkali-silica, b) Tholeiitic-calcalkaline.



Şekil 10. Karakoç Mafik/Ultramafik Plütönikleri'ne ait kayaç örneklerinin TiO₂-FeO diyagramında sınıflandırılması ve adlandırılması (Troodos Ofiyoliti sınırlarına ait veriler: Malpas ve diğ., 1984; Flower ve Levine, 1987; Gibson ve diğ., 1987; Rogers ve diğ., 1989; Taylor ve diğ., 1994; Bednarz ve Schmincke, 1994; Pormyagin ve diğ., 1996, 1997).

Figure 10. Classification and nomenclature of the rock samples from the Karakoç Mafic/Ultramafic Plutonics in TiO₂-FeO diagram (Data from Troodos Ophiolite boundaries: Malpas et al., 1984; Flower and Levine, 1987; Gibson et al., 1987; Rogers et al., 1989; Taylor et al., 1994; Bednarz and Schmincke, 1994; Pormyagin et al., 1996, 1997).



Şekil 11. Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri'ne ait kayaç örneklerinin SiO_2 -ana element ikili değişim diyagramları, a) SiO_2 - TiO_2 , b) SiO_2 - $t\text{Fe}_2\text{O}_3$, c) SiO_2 - Na_2O , d) SiO_2 - P_2O_5 .

Figure 11. SiO_2 -major element binary variation diagrams of the Karakoç Mafic/Ultramafic Plutonics, a) SiO_2 - TiO_2 , b) SiO_2 - $t\text{Fe}_2\text{O}_3$, c) SiO_2 - Na_2O , d) SiO_2 - P_2O_5 .

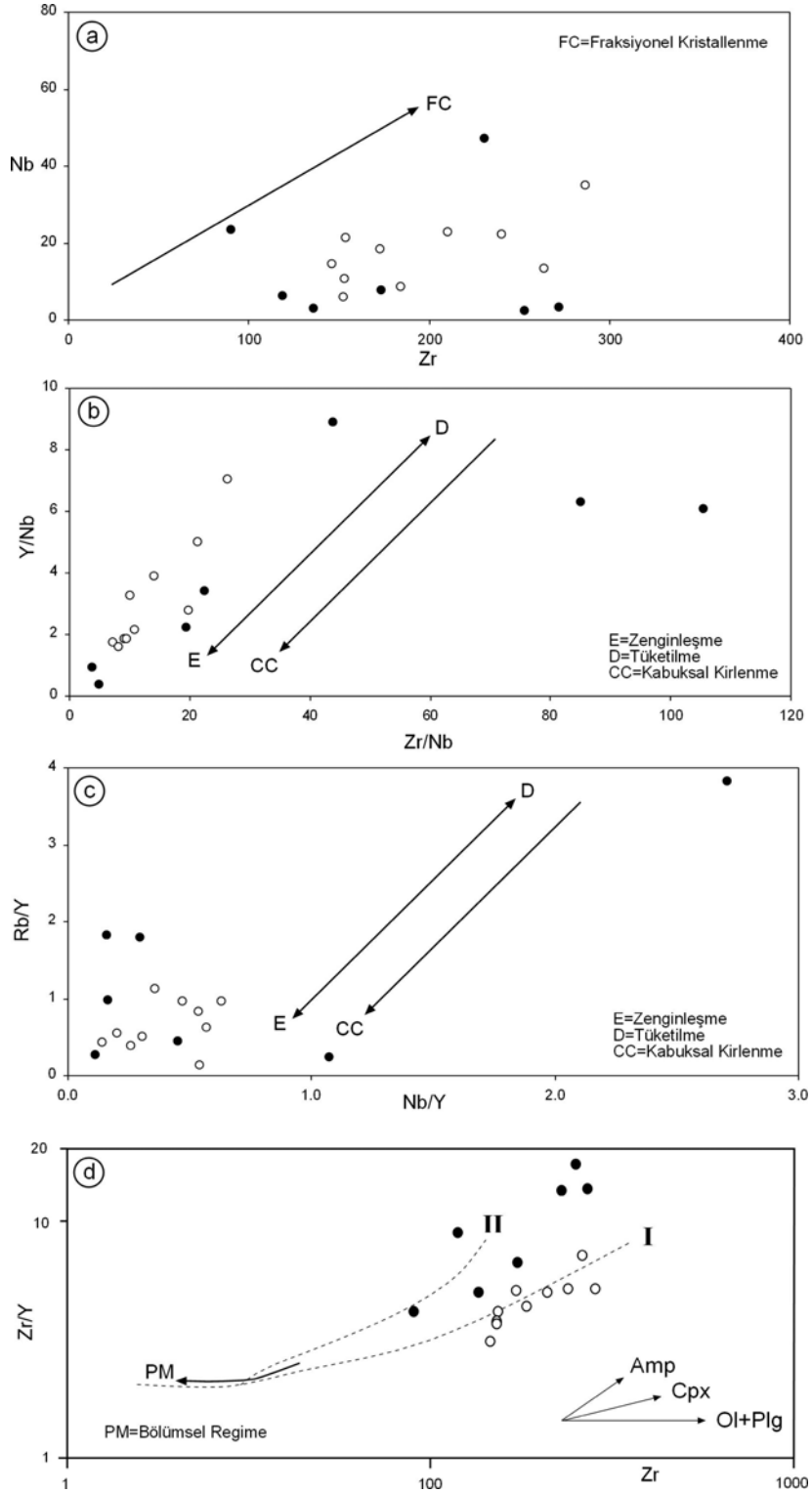
TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çalışma alanında, Orta Anadolu Plütonikleri içinde değerlendirilebilecek Üst Kretase yaşlı Karakoç Mafik/Ultramafikler ve Üst Kretase-Paleosen yaşlı felsikler biçiminde farklı iki seri bulunmaktadır.

Çarpışma ile eş zamanlı ve çarpışma sonrasında levha içinde gelişen Orta Anadolu Plütonikleri hem alkali hem de subalkali (toleyitik ve kısmen kalkalkali) özellikler sunmaktadır (Örn.; Alpaslan ve Boztuğ, 1997; Ekici, 1997; Tatar, 1997; Boztuğ, 2000; Boztuğ ve diğ., 1994, 2008a, 2008b; Göncüoğlu ve diğ. 1997b; Aydın ve diğ., 1998; Otlı, 1998; Otlı ve Boztuğ, 1998; Düzgören Aydın ve diğ., 2001; Köksal ve Göncüoğlu, 2008).

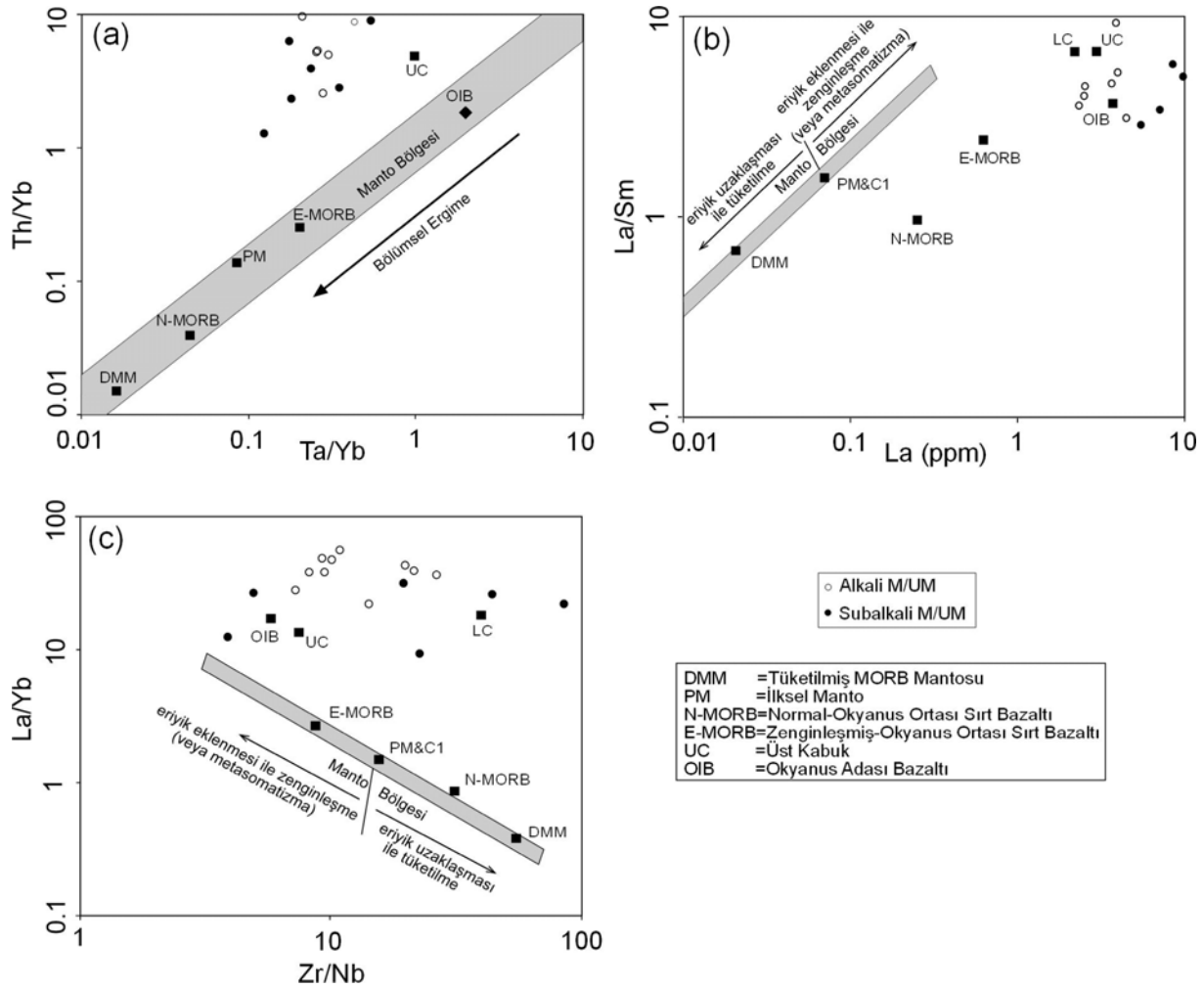
Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri; yapısal-dokusal özellikleri bakımından ofiyolitik diziyeye ait tektonit ve/veya kümülatlara benzememektedir. Ayrıca, olivin içermemesi, buna karşın yaygın nefelin ve skapolit bulundurması ile yitimle ilişkili ofiyolit dizilerindeki eşdeğerlerinden farklılık sunmaktadır. Bununla birlikte; magmatik parajenezde yaygın olmayan meyonitik skapolitler, bazaltik bir magmadan çökelen birincil kümülat bir faz olarak yorumlanmaktadır (Stolz, 1987).

Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri; hem alkali hem de subalkali (toleyitik) özellikler sunmakta olup; magmatik kayaçların oluşumunda etkili olan fraksiyonel kristalleşme, kısmi ergime, magma karışımı ve kirlenme gibi süreçlerin anlaşılması için oksit-oksit, oksit-iz ve iz-iz element değişim di-



Şekil 12. Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri'ne ait kayaç örneklerinin iz-iz element ikili değişim diyagramları, a) Nb-Zr, b) Y/Nb-Zr/Nb, c) Rb/Y-Nb/Y, d) Zr/Y-Zr (I ve II ergime eğrileri: Dury, 1983).

Figure 12. Trace-trace element binary variation diagrams of the rock samples from the Karakoç Mafic/Ultramafic plutonics, a) Nb-Zr, b) Y/Nb-Zr/Nb, c) Rb/Y-Nb/Y, d) Zr/Y-Zr (I and II melting curves: Dury, 1983).



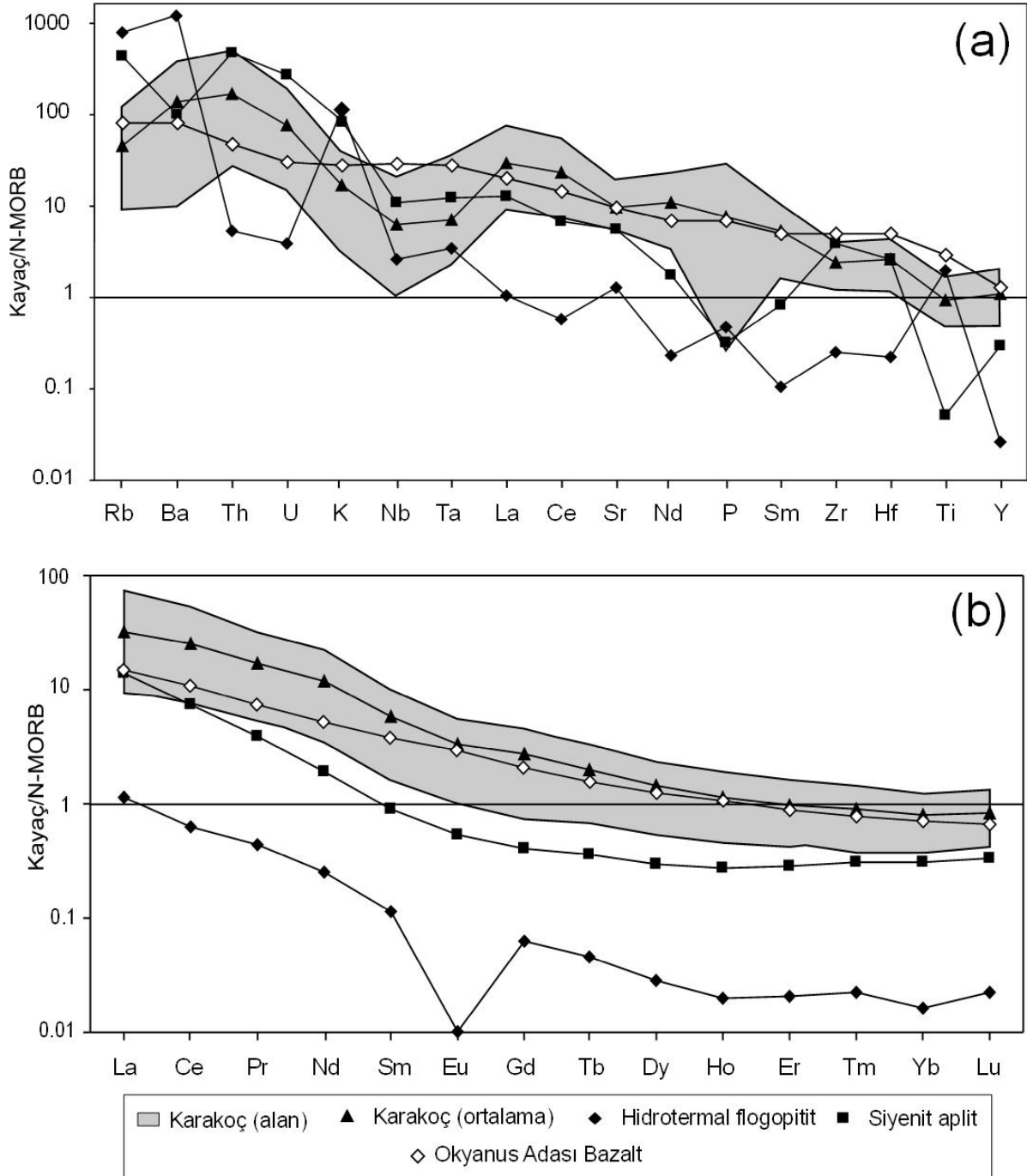
Şekil 13. Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri'ne ait kayaç örneklerinin ikili değişim diyagramlarında dağılımları, a) Th/Yb-Ta/Yb, b) La/Sm-La, c) La/Yb-Zr/Nb (DMM ve PM: McDonough ve Sun, 1995; N-MORB, E-MORB ve OIB: Sun ve McDonough, 1989; UC: Taylor ve McLennan, 1985).

Figure 13. Distributions in the binary variation diagrams of the rock samples from the Karakoç Mafic/Ultramafic Plutonics, a) Th/Yb-Ta/Yb, b) La/Sm-La, c) La/Yb-Zr/Nb (DMM and PM: McDonough and Sun, 1995; N-MORB, E-MORB and OIB: Sun and McDonough, 1989; UC: Taylor and McLennan, 1985).

yagramları, fraksiyonel kristallenmenin yanı sıra asimilasyona da işaret etmekte, ayrıca bütünüyle manto bölgesinin dışında, kıtasal kabuk-okyanus adası bazaltı bileşimine yakın dizilmektedir. Mafik/Ultramafik kayaç örnekleri; yitimle ilişkili ofiyolitlerdeki eşdeğerlerine; ayrıca N-MORB'a göre normalize edilmiş iz element ve REE dağılımları OIB bileşimine, jeotektonik açıdan ise levha içi magmatiklerine oldukça benzerdir.

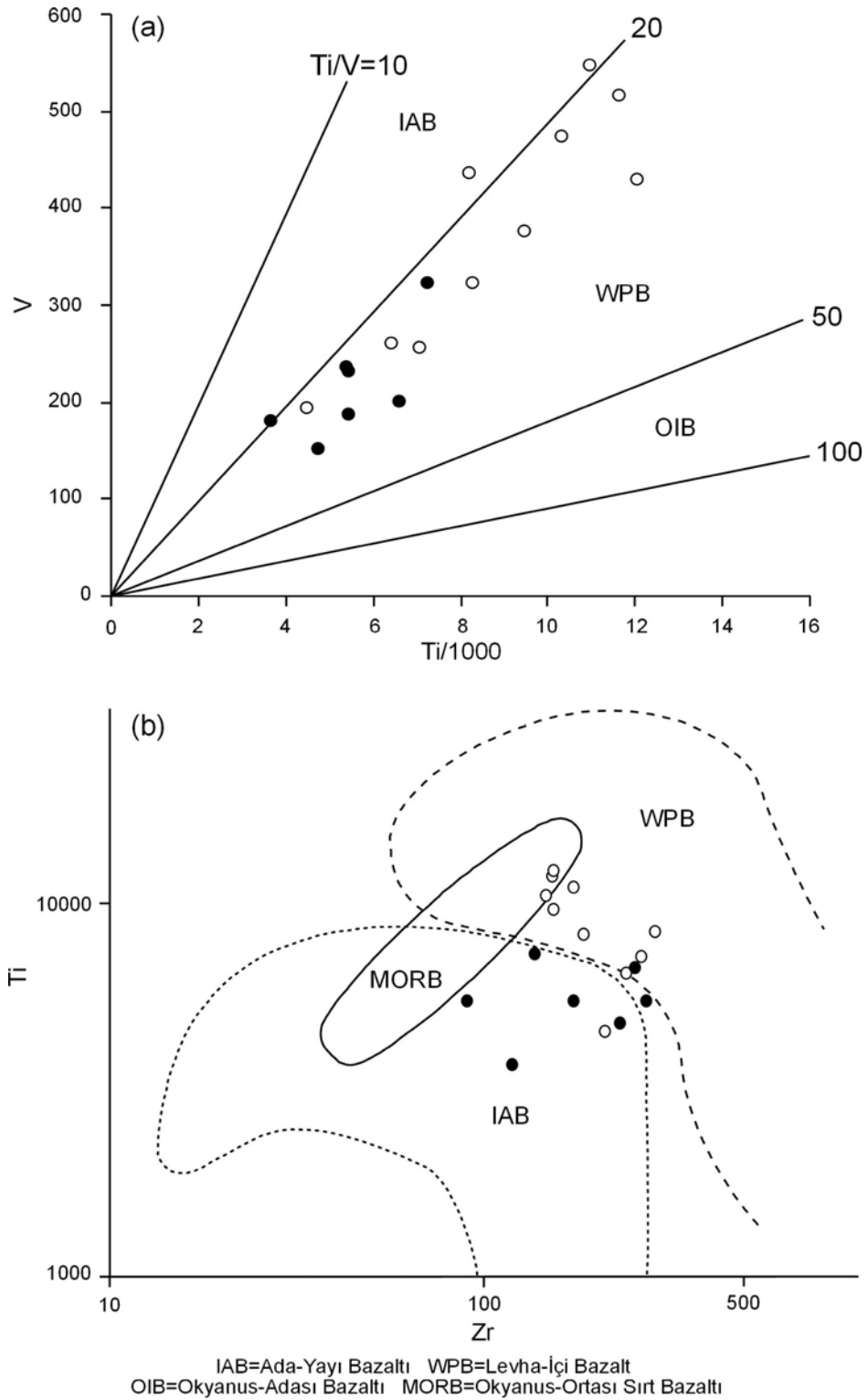
Üst Kretase'den itibaren bölgede gelişen sıkışma tektoniğine bağlı olarak, sıkışan mikrolevhaların

gerisinde bir gerilme rejimi hüküm sürdüğü ve bunun sonucunda, çevredeki Findıcak metamorfik birimlerinde tabaka ve foliyasyon gibi süreksizlikler boyunca açılmalar olup, bu zayıf zonlara sil konumunda ultramafik/mafik magmanın sokulum yaptığı; bu sokulum sırasında yoğun olarak pirometasomatizma (başlıca flogopit oluşumları, kısmen grossular, meyonit ve epidot) ve asimilasyonun (ağırlıklı olarak kalsiyum karbonat artışı) plütoniklerin oluşumunu denetlediği ileri sürülebilir (Örneğin; Şakar, 2004; Yeşildağ, 2009). Post-magmatik tektonik etkinlikler ile magmatik ve



Şekil 14. Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri'ne ait kayaç örneklerinin N-MORB-normalize iz element ve REE desenleri (N-MORB: Sun ve McDonough, 1989).

Figure 14. N-MORB-normalized trace element and REE patterns of rock samples from the Karakoç Mafic/Ultramafic Plutonics (N-MORB: Sun and McDonough, 1989).



Şekil 15. Karakoç Mafik/Ultramafik Plütonikleri'ne ait kayaç örneklerinin tektonik ortamlara göre sınıflandırılması, a) Ti/1000-V (Shervais, 1982), b) Zr-Ti (Pearce, 1982).

Figure 15. Classification of rock samples from the Karakoç Mafic/Ultramafic Plutonics according to tectonic environments a) Ti/1000-V (Shervais, 1982), b) Zr-Ti (Pearce, 1982).

metamorfikler faylanmış ve kıvrımlanmışlardır. Bunun sonucunda kayalar ötelenmiş ve kataklazmaya uğramışlardır.

KATKI BELİRTME

M-333 nolu Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Komisyon Başkanlığı'nın (CUBAP) desteği ile gerçekleştirilen bu çalışmanın hazırlanmasındaki bilimsel katkıları için Yrd.Doç.Dr.Taner EKİCİ ve Doç.Dr.Hüseyin YILMAZ, XRD çalışmalarındaki emekleri için Kimya Yüksek Mühendisi Fatma YALÇIN'a ve ince-kesitlerin hazırlanmasındaki yardımları için teknisyen Ufuk KUŞ'a teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Alpaslan, M., 1993, Yıldızeli yöresi (Sivas batısı) metamorfitlerinin petrolojik incelenmesi, Doktora tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 359 s (yayınlanmamış).
- Alpaslan, M., Boztuğ, D., 1997, Yıldızeli yöresinde (B-Sivas) çarpışmayla eş zamanlı ve çarpışma sonrası plütonların birlikteliği, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6, 1-12.
- Aydın, N.S, Göncüoğlu, M.C., Eler, A., 1998, Latest Cretaceous magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex: brief review of field, petrographic and geochemical features, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 258-268.
- Bednarz, U., Schmincke, H.-U. 1994. Petrological and chemical evolution of the northeastern Troodos Extrusive Series, Cyprus. *Journal of Petrology*, 35, 489-523.
- Boztuğ, D., 2000. S-I-A- type intrusive associations: geodynamic significance of synchronism between metamorphism and magmatism in Central Anatolia, Turkey and the Surrounding area, *Geological Society, London, Special Publications*, (eds: E. Bozkurt, J. A. Winchester and J.D.A. Piper), 173, 441-458.
- Boztuğ, D., Larson, L.T., Yılmaz, S., Uçurum, A., Öztürk, A., 1994. Alacahan yöresi (GD Sivas) lisfenitlerinin jeolojik konumu, mineralojisi ve değerli metal içeriği, Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi 15. Yıl Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Cilt II, Jeoloji ve Maden, Çukurova Üniversitesi, Adana, 123-138.
- Boztuğ, D., Güney, Ö., Heizler, M., Jonckheere, R.C., Tichomirowa, M., Otlu, N., 2008a. ^{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., Türksever, E., Heizler, M., Jonckheere, R.C., Tichomirowa, M., 2008b. ^{207}Pb - ^{206}Pb , ^{40}Ar - ^{39}Ar and apatite fission-track geothermochronology revealing the emplacement, cooling and exhumation history of the Karacayır Syenite (N Sivas), East-Central Anatolia, Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18, 109-125.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 63-114.
- Dilek, Y., Robinson, P.T., 2003. *Ophiolites in Earth History*. Geological Society, London, Special Publications, 218, 700 p.
- Drury, S.A., 1983, The petrogenesis and tectonic setting of Archean metavolcanics from Karnataka state, South India. *Geochim. Cosmochim.Acta* 47, 317-329.
- Düzgören-Aydın, N., Malpas, W., Göncüoğlu, M.C., Eler, A., 2001, Post collisional magmatism in Central Anatolia, Turkey: field, petrographic and geochemical constraints, *International Geology Review*, 43, 695-710.
- Ekici, T., 1997, Yozgat Batoliti Yozgat Güneyi Kesiminin Petrolojisi, Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 72 s (yayınlanmamış).
- Flower, M.F.J., Lewne, H.M. 1987. Petrogenesis of a tholeiite-boninite sequence from Ayios Mamas, Troodos ophiolite; evidence for

- splitting of a volcanic arc? Contributions to Mineralogy and Petrology, 97, 509-524.
- Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C., Winchester, J.A., Yalınız, M.K., 2000. Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. In: Bozkurt, E; Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (eds), Tectonism and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society Special Publication, London, 173, 183-202.
- Gibson, I.L., Mcgill, G.C., Robinson, P.T. 1987. The geochemistry and nature of unusual glassy lavas from CCSP holes CY-2 and CY-2a, Troodos Ophiolite, Cyprus. In: ROBINSON, P.T., GIBSON, I.L. & PANAYIOTOU, A. (eds) Cyprus Crustal Study Project," Initial Report, Holes CY-2 and 2a. Geological Survey of Canada, Special Papers, 85-29,79-85.
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, G.M.V., Kuşcu, İ., Erler, A., Olgun, E., 1991. Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi-Bölüm 1: Güney kesim. TPAO Rapor No: 2909, 140 s (yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Kozlu, H., 1997a. Pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the Terrane Map of Turkey, (eds: D. Papanikolaou ve F.P.Sassi), IGCP Project No:276 Final Volume, Terrane Maps and Terrane Descriptions Annales, Geologique Pays Helléniques, 37, 515-536.
- Göncüoğlu, M.C., Köksal, S., Floyd, P.A., 1997b. Post-collisional A-type magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex; petrology of the Işıklı Intrusives (Avanos, Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, 6, 65-76.
- Görür, N., Tüysüz, O., Şengör, A.M.C., 1998. Tectonic evolution of the Central Anatolian Basins, International Geology Review, 40, 831-850.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Can. Jour. Earth Sci., 8, 523-548.
- Kavak, K.Ş., 1998, Savcun ve Karacaören (Ulaş-Sivas) yörelerinde Sivas Tersiyer havzasının tektonostratigrafisi, tektonik deformasyon biçimi ve sayısal görüntüleme yöntemleriyle incelenmesi, Doktora Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 268 s (yayımlanmamış).
- Koçak, K., Işık, F., Arslan, M., Zedef, V., 2005. Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbros from the aksaray and Kayseri regions, central Anatolia crystalline complex, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 25, 883-891.
- Koçyiğit, A., 1991, An example of an accretionary forearc basin from northern central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey, Bulletin of Geological Society of America, 103, 22-36.
- Köksal, S., 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.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27, 745-750.
- Malpas, J., Spoerli, K.B., Black, P.M., Smith, I.E.M., 1992. Northland Ophiolite, New Zealand, and implications for plate-tectonic evolution of the Southwest Pacific. Geology, 20, 149-152.
- McDonough, W.F. ve Sun, S.S., 1995. The composition of the earth. Chemical Geology 120, 223-253.
- MTA, 2002, 1:500 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Sivas Paftası, Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Otlu, N.,1998, Kortundağ-Baranadağ Arası (D Kaman, KB Kırşehir) Plütonik Kayaçlarının Petrolojik İncelenmesi. C.Ü. fen Bilimleri Enst. Doktora Tezi, 187s. (yayımlanmamış).
- Otlu, N. ve Boztuğ, D., 1998, The coexistence of the silica oversaturated (ALKOS) and

- undersaturated alkaline (ALKUS) rocks in the Kortundağ and Baranadağ plutons from the Central Anatolian alkaline plutonism, E Kaman/NW Kırşehir, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, special Issue on Alkali Magmatism; 7, 3, 241-258.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Andesites*, (Ed. R.S.Thorpe), 525-548.
- Poisson, A., Guezou, J.C., Öztürk, A., İnan, S., Temiz, H., Gürsoy, H., Kavak, K.S., Özden, S., 1996, Tectonic setting and evolution of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey, *International Geology Review*, 38, 838-853.
- Portnyagin, M.V., Magakyan, R., Schmincke, H.U., 1996. Geochemical variability of boninite magmas: evidence from magmatic inclusions in highly magnesian olivine from lavas of southwestern Cyprus. *Petrology*, 4, 231-246.
- Portnyagin, M.V., Danushevsky, L.V., Kamanetsky, V.S., 1997. Coexistence of two distinct mantle sources during formation of ophiolites: a case study of primitive piliow-lavas from the lowest part of the volcanic section of the Troodos Ophiolite, Cyprus. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, 287-301.
- Rogers, N.W., Macleod, C.J., Murton, B.J. 1989. Petrogenesis of boninitic lavas from the Limassol Forest Complex, Cyprus. In: CRAWEORD, A.J. (ed.) *Boninites*. Unwin Hyman, London, 288-313.
- Shervais, J.W., 1982, Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 108-118.
- Stolz, A.J., 1987. Fluid activity in the lower crust and upper mantle: mineralogical evidence bearing on the origin of amphibole and scapolite in ultramafic and mafic granulite xenoliths *Mineralogical Magazine*, 51, 719-732.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name, *Earth-Science Reviews*, 12, 1-13.
- Sun, S.S. ve McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders ve M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Special Publication, Geological Society of London, 42, 313-345.
- Sun, S.S., Nesbitt, R.W., 1977. Chemical heterogeneity of the Arcean mantle composition of the bulk earth and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 35, 429-448.
- Şakar, İ., 2004, Karakoç Mafik Kompleksi'nin (GB Yıldızeli, Sivas) Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, Yüksek Mühendislik Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 91 s.
- Şengör, A.M.C., 1979, The north Anatolian transform fault: ist age, offset and tectonic significance, *Journal of Geological Society of London*, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Tatar, S., 1997, Yozgat batoliti Şefaati kuzey kesiminin (G Yozgat) petrolojik incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 94 s (yayınlanmamış).
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Vidal, P., et al., 1994. Mineralogy, chemistry, and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan. *Journal of Petrology*, 35, 577-617.
- Toksoy-Köksal, F., Göncüoğlu, M.C., Yalınız, M.K., 2001. Petrology of the Kurancali Phlogopitic Metagabbro: an island arc-type ophiolitic silver in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *International Geology Review*, 43, 624-639.
- Toksoy-Köksal, F., Oberhaensli, R., Göncüoğlu, M.C., 2009. Hydrous aluminosilicate metasomatism in an intra-oceanic subduction zone: implications from the Kurancali (Turkey) ultramafic-mafic cumulates within the Alpine Neotethys Ocean. *Mineralogy and Petrology*, 95, 273-290.
- Weaver S.D. ve Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575-576.

- Winchester, J.A. ve Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Yalınız, M.K., Göncüoğlu, M.C., 1998. General geological characteristics and distribution of the Central Anatolian Ophiolites. *Earthsciences*, Hacettepe University, 20, 19-30.
- Yalınız, M.K., Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C., 1996. Supra-subduction zone ophiolite in Central Anatolia: geochemical evidence from the basalts of the Sarıkaraman Ophiolite (Aksaray-Turkey). *Mineralogical Magazine*, 60, 697-710.
- Yeşildağ, H., 2009, Yıldızeli (Sivas) Yöresi Flogopit Oluşumlarının Mineralojik-petrografik ve Jeokimyasal İncelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 107 s (yayınlanmamış).
- Yılmaz, A., 1985, Yukarı Kelkit çayı ve Munzur dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28, 79-92.
- Yılmaz, A., 1998, Sivas havzasının jeodinamik evrimi, Ofiyolit-Granitoid İlişkisi ile Gelişen Demir Yatakları Sempozyumu, 10-13 Eylül, Sivas, Bildiriler Kitabı, 66-82.

Nazmi OTLU

Cumhuriyet Üniversitesi
Jeoloji Mühendisliği Bölümü

58140 Sivas

notlu@cumhuriyet.edu.tr

Rahmanlar (Selendi-Manisa) Pb-Zn yataklarının jeolojisi ve oluşumu

Geology and genesis of the Rahmanlar (Selendi-Manisa) Pb-Zn deposits

Ahmet EFE, Ahmet GÖKÇE

Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 SİVAS

ÖZ

Rahmanlar (Selendi-MANİSA) kurşun-çinko yatakları Batı Anadolu Bölgesinin doğu kesiminde yer almaktadır. Yataklar çevresinde yüzeyleyen birimler alttan üste doğru litostratigrafik dizilimde Menderes Masifi Metamorfileri, Çakırlar Ultramafiti, Soğanlı Graniti, Yeniköy Formasyonu, Hacılar Volkaniti, Ahmetler Formasyonu Gedikler Üyesi, Kabaklar Çökelleri, Beydağı Tüfiti, Burgaz Volkaniti ve Alüvyon şeklinde adlandırılmışlardır. Yöredeki kurşun-çinko yatakları Küçüksoğanlı Tepenin güney yamacında metamorfilerin şiztozite düzlemlerini kesen fay çatlaklarını dolduran K75-80°D; 45-50° KB durumlu damar tipi, Çakırlar Ultramafitin Menderes Masifi Metamorfileri üzerine sürüklenmesi ile gelişen bindirme zonu içinde oluşmuş K45°D; 35-40°KB durumlu damar tipi ve Çakırlar Ultramafitin Yeniköy formasyonunu ters fayla üzerlemesiyle meydana gelen bireşik zon içinde K70-80°D; 60°KB durumlu stockwork tipi görünümlü damar tipi şekildedirler. Yataklar, sülfürlü cevher minerali olarak galenit, sfalerit, kalkopirit, fahlerz, pirarjirit/pirustit, polibasit/pearseit, pirit, arsenopirit, kovellin, bornit, markazit, gang minerali olarak ise kuvars, speküler hematit, barit ve serisit içermektedir. Ayrıca cevher ve gang mineralleri arasında saçılmış olarak kömür parçaları da gözlenmektedir. Kükürt izotopları ($\delta^{34}\text{S}$) analizlerine göre, ortalama olarak galenitlerde -1.6 ‰, sfaleritlerde +0.63 ve kalkopiritte +0.5 ‰ değerleri elde edilmiş olup, kükürt mağmatik kökenli olarak değerlendirilmiştir. Kükürt izotopları jeotermometresi yöntemiyle cevherleşmenin 286-245°C, sıvı kapanım ölçümleri sonucunda ise 288.7-235.8 °C sıcaklık aralığında oluştuğu ortaya konulmuştur.

Anahtar Kelimeler: Pb-Zn; sıvı kapanım; Rahmanlar; kükürt izotopu.

ABSTRACT

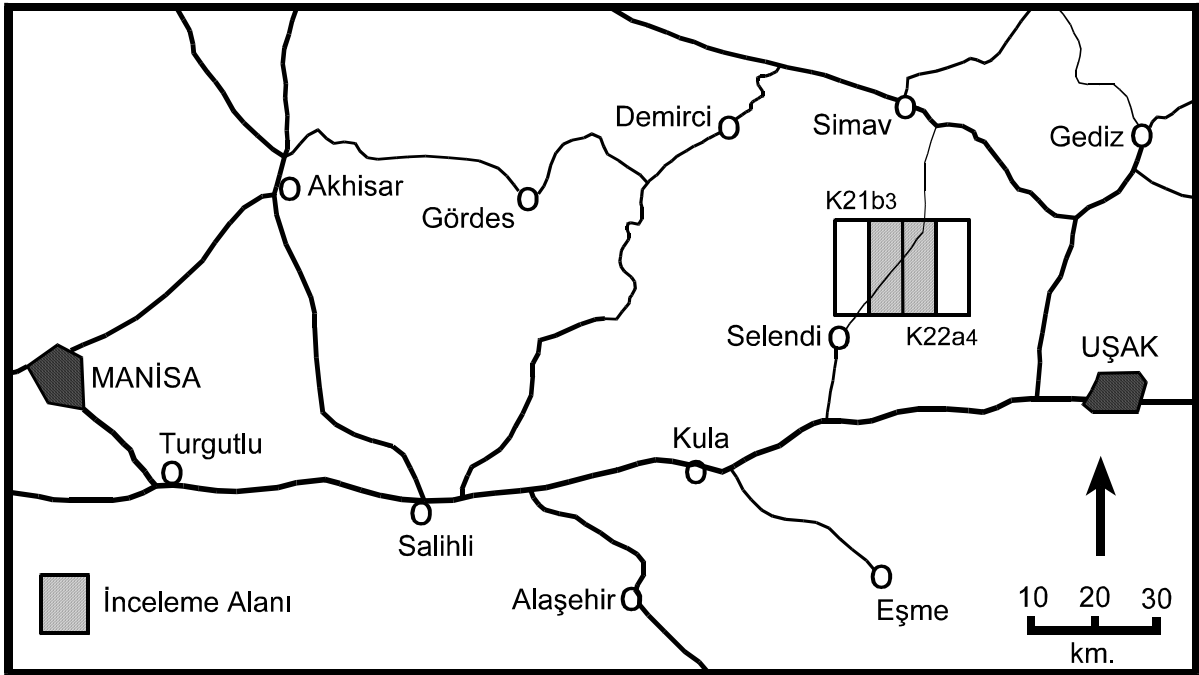
The Rahmanlar (Selendi-MANİSA) Pb-Zn Deposits are situated in the eastern of the West Anatolia. The surrounding area of deposits outcrop metamorphic, ophiolitic, granitic, sedimentary and volcanic rocks. These rocks are named as Menderes Massive Metamorphics, Çakırlar Ultramaphite, Soğanlı Granite, Yeniköy Formation, Hacılar Volcanite, Gedikler Member of the Ahmetler Formation, Kabaklar Sediments, Beydağı Tuffite, Burgaz Volcanite and Alluvium. The Pb-Zn deposits in the investigated area are formed as vein types. One of them has occurred in the fault zone and has N75-80°E strike and 45-50°NW dip cutting the schistosity planes of the metamorphic rocks. The other two deposits have occurred in the breccia zone which developed as a result of that the Yeniköy Formation is overlapped by the Çakırlar Ultramaphite and have N70-80°E strike and 60°NW dip. The last one has occurred in the overthrusting zone which developed resulting from the metamorphic rocks are overlapped by the Çakırlar Ultramaphite and has N45°E strike and 35- 40°NW dip. These deposits contain galena, sphalerite, chalcopyrite, fahlore, pyrrargyrite/proustite, polybasite/pearceite, arsenopyrite, marcasite and pyrite as sulfur minerals together with hematite, quartz, barite and serisite as gang minerals and also the coal fragments. The $\delta^{34}\text{S}$ values on average of galena, sphalerite and chalcopyrite are -1.6 ‰ +0.63 ‰ and +0.5 ‰, respectively. The $\delta^{34}\text{S}$ values very close to each other and to zero. Therefore, the origin of sulfur may be assumed as magmatic source.

Keywords: Pb-Zn; fluid inclusion; Rahmanlar; sulphur isotope.

GİRİŞ

Rahmanlar (Selendi-MANİSA) kurşun çinko yatakları Batı Anadolu Bölgesinde, Manisa iline bağlı Selendi ilçesinin 15 km kadar kuzeydoğusunda, Rahmanlar Köyü çevresinde bulunmakta ve 1/25 000 ölçekli Uşak K21-b3 ve K22-a4 paftalarının sınırları içinde kalmaktadır (Şekil 1). Bu çalışmada yataklar çevresindeki kayaç türleri, yapısal özellikler, kurşun-çinko

yataklarının dağılımları, yataklanma şekilleri, cevher-yankayaç ilişkileri, mikroyapı-doku özellikleri, yöredeki kayaç türlerinin Pb-Zn içerikleri ve sfalerit, galenit ve kalkopirit mineral fraksiyonlarında kükürt izotopları ($\delta^{34}\text{S}$) analizleri ve sıvı kapanım incelemeleri yapılmıştır. Gözlemler ve elde edilen bulgular kurşun-çinko yataklarının jeolojisi, oluşumu ve kökeni yönünden değerlendirilmiştir.



Şekil 1. İnceleme alanının coğrafik konum haritası.
Figure 1. Location map of the investigated area.

İNCELEME ALANIN JEOLJİSİ

Bölgesel Jeoloji

Yörede, direk maden jeolojisi amaçlı bir çalışma bulunmamakla birlikte, inceleme alanını da içine alan veya bitişik sahalarda genel anlamda Dora (1969), Bingöl (1976 ve 1977), Ercan ve diğ. (1978), Akdeniz ve Konak (1979), Evirgen (1979), Ercan ve diğ. (1979), Gün ve diğ. (1979), Ercan ve Öztunalı (1983), Ercan ve diğ. (1983) ile Nuhoğlu (1992) bölgedeki kayaç gruplarını ayırtlamışlar ve bölgedeki Neojen havzalarının gelişimini ortaya koyan çalışmalar yapmışlardır.

Dora (1969), bölgede gnays, granitik gnays ve şitlerden oluşan metamorfite, granitik kayaçları ve Neojen sedimanlarını ayırtlamıştır. Bingöl (1976 ve 1977) bölgede, gözlü gnays, kısmen migmatitleşmiş çeşitli gnays ve bu kayaçları tektonik olarak üzerleyen Üst Kretase yaşlı Melanjın yereldiğini ve bu kayaç türlerini Tersiyer yaşlı sokulumların kestiğini belirtmektedir. Evirgen (1979 ve 1980) bölgede hemen tüm metamorfik kayaçların yayılım gösterdiğini ve özellikle gediz grabeni ve çevresinde yer yer 10 km genişliğe varan kataklastik kayaçların yereldiğini belirtmektedir. Ercan ve diğ. (1978 ve 1979) Uşak yöresin-

de, Ercan ve Öztunalı (1983) Demirci-Selendi yöresinde, Ercan ve diğ. (1983) Kula-Selendi yöresinde, yapmış oldukları çalışmalarda bölgede temeli Menders Masifinin Metamorfitlelerinin oluşturduğunu, Üst Kretase yerleşim yaşlı Melanjın bu metamorfitleleri tektonik olarak üzerlediğini, Neojen de ise oluşan havzalarda sedimanter birimlerin çökeldiğini ve aynı dönemde riyolitik, dasitik ve andezitik karakterli volkanik etkinliğin geliştiğini ve en genç olarak da Pliyo Kuvaternerde Kula bazaltlarının oluştuğunu belirtmektedirler.

LİTOLOJİK BİRİMLER

İnceleme alanı içinde gözlenen litolojik birimler esas olarak Paleozoyik yaşlı olarak tanımlanan Menderes Masifi Metamorfitleleri, Üst Kretase yerleşim yaşlı olarak tanımlanan ofiyolitik kayalar, Miyosen sedimanter ve volkanik kayalar, Kuvaterner bazaltik volkanitler yüzeylemektedir (Şekil 2).

Menderse Masifi Metamorfitleleri

İnceleme alanında en yaşlı birim temeli oluşturan Paleozoik yaşlı Menderes Masifi Metamorfitleleridir. Yoğun bir kataklazma etkisinin gözlemlendiği bu metamorfitleler, Evirgen (1980) tarafından da belirtildiği gibi protomilonit, milonit ve ultramilonitlerden oluşmaktadır. Bu kataklastik kayalar KD-GB doğrultulu bir hat boyunca bütünüyle serpantinlerden oluşan ve Çakırlar Ultramafiti olarak adlandırılan birim tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Serpantinler, Bingöl (1976 ve 1977) nin Uşak ve Gediz yöresinde Üst Kretase yerleşim yaşlı olarak tanımladığı Vezirler Melanjı ile değiştirilebilir.

Soğanlı Graniti

İki mikalı lökogradit olan bu birim Metamorfitleleri ve Serpantinleri kesmektedir. Bu granitik Kayalar Bingöl (1976 ve 1977) tarafından Gediz Yöresinde tanımlanan Paleosen yaşlı Baklan Graniti ile değiştirilebilir.

Yeniköy Formasyonu

Ercan ve diğ. (1978) tarafından Alt-Orta Miyosen Yaşlı olarak, Uşak yöresinde tanımlanan bu formasyon daha yaşlı birimleri açısız uyumsuzlukla örtmektedir. Bu formasyon inceleme alanı içerisinde

de tabanda aglomeratik seviyeler içeren tüfler ve üzerinde ince kömür bantları içeren kumtaşı-çamurtaşı aralanmasından oluşmaktadır. Bu kömürlü düzeylerde Akyol ve Akgün (1990) tarafından yapılan palinoloji çalışmaları, formasyonu Orta Miyosen yaşlı olarak belirtmektedir.

Hacılar Volkaniti

İnceleme alanı içerisinde KB-GD doğrultulu bir hat boyunca yüzlekler vermekte ve belirgin yükselti oluşturmaktadır. Birim yüzlediği alanlarda Yeniköy Formasyonunu kesmektedir. Dasitik karakterli bu volkanitler Nuhoğlu (1992) ve Alpaslan ve Efe (2000) tarafından sıkışma rejiminin sonucu kıtasal kabuk kökenli bir mağmadan kaynaklanmış olarak belirtilmiştir. Bu birim Ercan ve diğ. (1978) tarafından tanımlanan Karaboldere volkanitleri ile değiştirilerek Üst Miyosen yaşlı olarak kabul edilmiştir.

Ahmetler Formasyonu

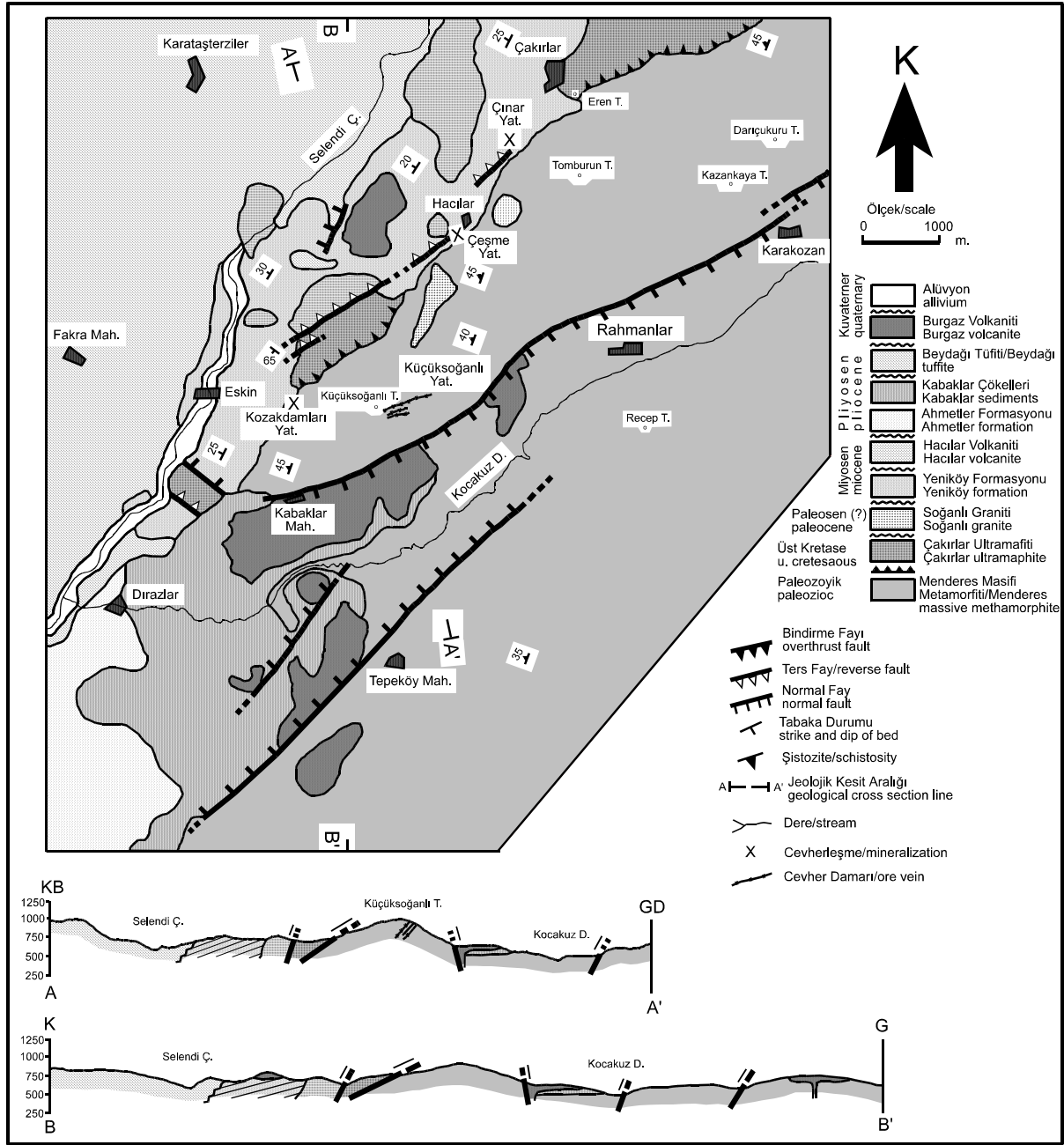
Formasyon ilk olarak Ercan vd. (1978) tarafından Uşak yöresinde tanımlanmış olup, inceleme alanı içinde mar, tuf ve karbonatlı seviyelerden ve yer yer 1 m kalınlıkta organik maddece zengin seviyelerden oluşan ve Alt Pliyosen yaşlı verilen Gedikler Üyesi ile temsil edilmektedir.

Kabaklar Çökelleri

Bu birim Ercan ve diğ. (1983) tarafından Ahmetler Formasyonu gedikler Üyesi altındaki Balçıklıdere Üyesi içinde tanımlanmıştır. Ancak inceleme alanı içinde bu birim Gedikler Üyesinin altında olmayıp üstünde yer almaktadır ve Burgaz Volkanitleri ile olan dokunağında 2 metrelik pişime zonu oluşmuştur. Birimin yaşı üstünde yer alan Ulubey Formasyonunun yaşı ile denştirilerek Alt-Orta Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

Ulubey Formasyonu

Bu formasyon ilk olarak Ercan ve diğ. (1978) tarafından Uşak yöresinde tanımlanmıştır. Formasyon tabanda beyaz reklı karbonatlı kilitaşı ve üstte görsel kireçtaşlarından oluşmaktadır. Formasyon Orta-Üst Pliyosen yaşlı olarak kabul edilmiştir.



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası.

Figure 2. Geologic map of the investigated area.

Beydağı Volkaniti

Birim Ercan ve diğ.(1983) tarafından tanımlanmıştır. Ancak inceleme alanında tabanda aglomera, üste doğru sadece tüfler yer almaktadır. Birimin yaşı Üst Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

Burgaz Volkaniti

Bu volkanitler bazaltik karakterli olup, ilk olarak Ercan ve diğ. (1983) tarafından Kula volkanitlerinin ilk evresi olarak adlandırılmıştır. Borsi ve diğ. (1972) tarafından Kula volkanitlerinde yapılan K/Ar

yaş analizi burada da kabul edilerek, birimin yaşı 1.1 milyon yıl (Kuvaterner) olarak kabul edilmiştir.

Yapısal Özellikler

İnceleme alanının da içinde bulunduğu bölgenin yapısal özellikleri Batı Anadolu'nun yapısal özelliklerini yansıtmaktadır.

İncelemeye konu olan cevherleşmelerin yakın çevresinde ise, bu yapısal unsurlardan, Bingöl (1977) tarafından Gediz yöresinde, Ercan ve diğ. (1978) tarafından Uşak Kuzeyinde ifade edilen, inceleme alanı içinde K45D; 35-40KB durumlu Çakırlar bindirme fayı olarak tanımlanan bindirme fayı, inceleme alanı içinde yaklaşık 10 km izlenebilen ve inceleme alanı dışında da devam eden K55D; 80-85GD durumlu Rahmanlar fayı, Tepeköy mahallesinden geçen K45D 70KB durumlu Tepeköy Fayı ve içinde cevherleşmelerin çöktüğü kırık sistemleri yer almaktadır.

MADEN JEOLJİSİ

Madencilik faaliyetinin 1970' li yıllarda başladığı inceleme alanında, Pb-Zn yatakları, Küçüksoğanlı Tep'e'nin güney yamacında ve Kozakdamlarından Çakırlar köyüne kadar uzanan ve inceleme alanı dışında da devam eden bir bindirme hattı boyunca üç ayrı noktada gözlenmektedir (Şekil 2). Küçüksoğanlı Yatakları, Küçüksoğanlı Tep'e' nin zirvesine yakın güneydoğu yamacında üç ayrı cevher damarı şeklinde yüzeylemektedir (Şekil 2). Bu damarlardan bir tanesi bu incelemenin yapıldığı dönemlerde işletilen, diğerleri yaklaşık 20 şer metrelik galeriler açılarak araştırılmış ve ekonomik olmadıkları gerekçesiyle terk edilmiş yataklardır. İşletilen damar yüzeyde yaklaşık 800 m., diğer damarlar ise 500 m. kadar izlenebilmektedir. Cevher damarları tamamen Menderes Masifi Metamorfitleri içinde yer almaktadır. İşletilen damar, K75-80°D; 45-50°KB konumlu bir fay çatlağını doldurmaktadır. Bu cevher damarı metamorfitlerin K20-30°D; 40-50°KB konumlu şistozite düzlemlerini kesmektedir. Ortalama kalınlığı 1,60 m olan bu cevher damarı yeraltı işletme yöntemiyle bir süre işletilmiş olup, şu anda herhangi bir madencilik faaliyeti bulunmamaktadır.

Çınar ve Çeşme Yatakları, Hacılar Mahallesi'nin yaklaşık 1 km KD' sında Zeybek Dere ile Kazancı Dere' nin kesişme noktasında bulunan Çınar Yatağı ile Hacılar Mahallesi'nin 50 m. batısında, Hacılar Deresi içinde bulunan Çeşme Yatağı aynı özellikleri göstermektedir. Yataklar Çakırlar Ultramaftinin ters faylar ile Yeniköy Formasyonunu üzerlemesiyle oluşan bireşik zon içerisinde yer almaktadırlar. Yataklar söz konusu fay hattı boyunca breşik zondaki kayaç parçalarının arasındaki boşluklarda ve bu kayaç parçaları içindeki çatlaklarda ince damar ve damarcıklardan oluşan stockwork tipi görünümü damar tipi cevherleşmeler şeklindedir. Çınar Yatağı yüzeyde yaklaşık 80 m. izlenebilmekte olup, K80°D; 60°KB durumlu, Çeşme Yatağı yüzeyde 40 m izlenebilmekte olup K70°D; 60°KB durumludur.

Kozakdamları Yatağı, Kozakdamları olarak bilinen ağılların 150 m. GB' sında Küçüksoğanlı Tep'e' nin batı eteğinde mostra vermektedir (Şekil 2). Cevherleşme Çakırlar ultramaftinin Menderes Masifi Metamorfitleri üzerine bindirmesi sırasında oluşmuş breşik zonda ve yer yer metamorfitlerin şistozite düzlemleri içinde oluşmuş olup, yüzeyde 300 m kadar izlenmektedir. Ancak, cevher yüzlekleri takip edildiğinde cevherleşmenin tamamen bindirme hattına bağlı olduğu gözlenmektedir. Ayrıca, aşınma yüzeyinin bindirme hattında gelişmiş olması nedeniyle de ultramaftinler aşınmış ve oksitlenmiş cevherli zon metamorfitler üzerinde siyah renkli örtü ve/veya şapka şeklinde kalmıştır.

CEVHER MİKROSKOPİSİ

Tüm yataklardan alınan cevher örneklerinden hazırlanan parlatma bloklarında mineral parajenezi olarak galenit, sfalerit, kalkopirit, pirit, daha az oranda fahlerz, pirarjirit- purustit, polibasit-pearseit, arsenopirit, hematit, markazit, bornit, kalkozin, kovellin, serüsit-anglesit ve limonit izlenmiştir. Gang minerali olarak ise Küçüksoğanlı yatağında kuvars ve serisit, Çınar, Çeşme ve Kozakdamları yatağında kuvars, barit ve serisit gözlenmiştir. Ayrıca Çınar ve Çeşme yatağında cevher ve gang mineralleri içinde dağılmış olarak kömür parçaları da bulunmaktadır.

Galenit

Yarı özşekilli ve özşekilsiz kristaller halinde gözlenmektedir. İçlerinde yer yer kurtçuklar şeklinde fahlerz ve polibasit/pearseit, kozakdamları yatağında ise kurtçuklar şeklinde bol miktarda pirarjirit-pirustit oluşumları gözlenmektedir (Levha 1.A). Galenitler içindeki bu gümüş sülfotuzları ayrılımlar şeklinde oluşabilecekleri gibi, ikincil süreçlerle de oluşabilmektedir (Ramdohr, 1980). Galenitler, çoğunlukla sfaleritler tarafından kırık ve çatlakları doldurulmuş ve kapanımlar şeklinde sarılmış (Levha 1.B), kalkopiritler tarafından ise kenarları boyunca kuşatılmış ve kırık düzlemleri boyunca doldurulmuş, Kozakdamaları yatağında ise kırık düzlemleri boyunca serüsit ve anglesite dönüşmüş olarak gözlenmektedir.

Sfalerit

Özşekilsiz ve çok değişken boyutlu kristaller şeklinde ve yer yer kataklastik yapıda olup, kendi içlerinde düzenli büyüme izleri göstermektedirler. İncelenen tüm parlatma bloklarında iki ayrı sfalerit oluşumu gözlenmiştir. Bu sfalerit oluşumları kendilerinden önce oluşan diğer sülfürlü mineralleri kapanımlar şeklinde içermektedirler. Galenitlerden hemen sonra ilk evrede oluşan sfalerit kristalleri (sph 1) genellikle daha koyu gri renkli olup, yer yer iğnecikler şeklinde idait ayrışmaları içermektedirler. Bu sfaleritler genellikle galenitlerin kırık düzlemleri boyunca yerleşmişlerdir (Levha 1.B). İlk evrede oluşan bu sfaleritler, kristal sınırları boyunca yer yer ağsı görümlü kalkopirit dolguları (Levha 1.C), özellikle kataklazma etkisinde kalmış olanları ise, tozbulutu şeklinde (dustlike) kalkopirit oluşumları içermektedirler (Levha I-D). Bu tür oluşumlar, demirce zengin sfaleritlerin bakırca zengin çözeltiler tarafından ornatılması ile oluşmuş kalkopirit hastalığı (chalcopyrite disease) olarak (Eldridge ve diğ., 1988) veya demir içeriğinin önemi olmadan her tür sfaleritlerde gelişebilen kalkopirit ornatması veya epitaxial büyüme (epitaxial intergrowths) olarak (Bortnikov ve diğ., 1991) değerlendirilmektedir. İkinci evrede oluşan sfaleritler ise, özellikle tozbulutu şeklinde (dustlike) kalkopirit oluşumları içeren sfaleritleri kuşatır durumda ve bunların çevresinde temiz sfalerit (pure sphalerite) oluşumları (sph 2) şeklindedir

(Levha 1-D). Bu tür oluşumlar ise, erken evre sfaleritlerin bakırca zengin çözeltiler tarafından ornatılmasından sonra, çözeltideki demir ve bakır konsantrasyonundaki değişime bağlı olarak geç evre temiz sfaleritlerin (pure sphalerite) çökelişi (Bortnikov ve diğ., 1991) veya erken sfaleritlerin rekristalizasyonu (Betekhtin ve diğ., 1958; Bortnikov ve diğ., 1991 den) şeklinde değerlendirilmektedir. Bu geç evre sfalerit kristalleri yer yer kalkopirit kristallerinin üzerinde üst büyümeler (overgrowth) şeklinde de izlenmektedirler. Bunun dışında birinci evre (sph 1) sfaleritler, kalkopiritler tarafından film şeklinde kuşatılmaktadırlar (Levha 1.E).

Kalkopirit

Kalkopirit kristalleri galenitleri kapanımlar şeklinde içermekte, fahlerzler tarafından ornatılmakta ve erken evre sfaleritleri film şeklinde kuşatılmaktadır (Levha 1.E ve F). Bunun dışında kalkopiritlerin sfaleritler ile olan ilişkilerinde farklı oluşumlar gözlenmektedir. Bu oluşumlar, sfaleritler içerisinde tozbulutu (dustlike) şeklinde dağılmış olarak (Levha 1.D), sfaleritlerin kristal sınırlarında ağsı görümlü oluşumlar olarak (Levha 1.C) ve sfaleritlerin kırık-çatlak düzlemlerinde sokulumlar ve bu sokulumlar çevresinde ince taneli oluşumlar şeklinde gözlenmektedirler. Kalkopiritler yer yer geç evre sfaleritler (sph 2) tarafından ise üst büyümeler şeklinde üzerlenmiş ve ornatılmış, yüzeysel koşulların etkisi ile kovellin ve limonite dönüşmüş olarak izlenmektedirler.

Idait

Özellikle birinci evre sfalerit kristalleri içinde birbirlerine paralel dizilmiş iğnecik şekilli oluşumlar olarak gözlenmektedir. Kalkopitlerden biraz daha koyu renkleri ve çok güçlü anizotropileri ile ayırtlanmışlardır. Bu oluşumlar yer yer kovelline dönüşmüş durumdadırlar.

Pirit

Genellikle özşekilli ve yarı özşekilli, yer yer damarcıklar şeklinde gözlenmektedir. Özşekilli ve yarı özşekilli olanları diğer mineraller tarafından kapanım olarak içerilip ornatılmalarına karşın,

damarcıklar şeklinde olanlar diğer mineralleri kesmektedirler. Özşekilli piritler, literatürde bravoit oluşumları olarak da değerlendirilen (Ramdohr, 1980), Ni-Co içeriğine bağlı renk farklılaşması ile karakteristik kimyasal zonlanmalar da göstermektedir (Levha 1.G). Piritler yer yer limonite dönüşmüş durumdadırlar.

Arsenopirit

Genellikle kuvarslar içerisinde çubuksu kristaller halinde izlenmekte olup, kısmen spekülär hematitlere dönüşmüş durumdadır.

Fahlerz

Genellikle kalkopiritin sivri köşelerinde ve kenarlarında, kalkopirit sfalerit sınırlarında ve kalkopiritleri ornatır durumda izlenmektedirler (Levha 1.E). Ayrıca, galenitler içinde yuvarlağımsı veya kurtcuk şekilli oluşumlar halinde de gözlenmektedir.

Pirarjirit/prustit

Özellikle Kozakdamları yatağında izlenen tüm galenitler içinde az veya çok miktarda gelişigüzel dağılmış kurtcuklar halindeki oluşumlar şeklinde gözlenmektedir (Levha 1.A). Mavi tonlarında refleksiyon, mavimsi zeytin yeşili tonlarında anizotropi rengi, yer yer ise kırmızımsı pembe iç refleksiyon göstermektedirler.

Polibasit/Pearseit

Yeşilimsi renk tonlarında ve güçlü anizotropi özelliğine sahip olarak, galenitler içerisinde nadiren izlenmişlerdir.

Hematit

Özellikle küçük soğanlı yatağında yüzeye yakın kesimlerden alınan örneklerde, çubuklar ve ışınsal demetler halinde kuvars gangi içerisinde gözlenmektedirler.

Bornit ve Kovellin

Genellikle kalkopiritin kenarları ve kırık-çatlakları ile yer yer sfaleritin kırık-çatlaklarında izlenmekte olup, ikincil oluşumlardır.

Serüsit/anglesit

Küçüksoğanlı yatağının dışındaki yataklarda galenitlerin kırık-çatlakları boyunca gözlenmekte olup, oksidasyon ürünleridir.

Markasit

Özellikle Küçüksoğanlı yatağında süngerimsi dokulu oluşumlar olarak izlenmektedirler.

Kömür Parçaları

Çınar ve Çeşme yataklarından alınan cevherli örneklerde hazırlanan parlatma bloklarında, cevher ve gang mineralleri arasında saçılmış ve kapanlanmış durumda izlenmektedirler. Ayrıca içlerinde bakteriyel pirit oluşumları da gözlenmektedir (Levha 1.H). Bu kömür parçaları Alt-Orta Miyosen yaşlı Yeniköy Formasyonunun kömürlü düzeylerinden kaynaklanmış olmalıdır.

KİMYASAL İNCELEMELER

Yöredeki kayaçların kurşun-çinko içeriklerinin belirlenmesi amacıyla metamorfik, granitik ve volkanik kayaçlardan alınan örneklerin AAS kimyasal analizi yapılmıştır (Efe, 1993). İnceleme alanında yaygın olarak gözlenen Menderes Masifi Metamorfitlerinin ortalama 142.6 ppm Pb ve 193.8 ppm Zn (n:10), granitlerin ortalama 121.3 ppm Pb ve 163.3 ppm Zn (n:3) ve dasitlerin ortalama 131.3 ppm Pb ve 97.7 ppm Zn içerdikleri saptanmıştır. Metamorfitler bölgedeki diğer kayaç gruplarına göre, granit ve dasitler ise eşdeğerlerine göre daha yüksek oranda kurşun - çinko içeriğine sahiptirler. İnceleme alanındaki granitik ve volkanik kayaçların Pb ve Zn içeriklerinin kabuktaki ortalama değere göre yüksek olması, kaynaklandıkları mağmanın bu elementlerce zengin kayaçlardan türedikleri ve/veya bu elementlerce zengin kayaçlarca yerleşim sırasında kirletildikleri şeklinde değerlendirilebilir.

Kükürt izotopları (34S) incelemeleri

Kükürt izotopları incelemeleri, inceleme alanındaki yataklara ait örneklerden %100 veya çok yakın saflıkta ayrılmış galenit, sfalerit ve kalkopirit mineral fraksiyonlarından yapılmıştır. Alınan cevher ör-

nekleri kırılıp öğütüldükten sonra minerallerin en iyi şekilde serbestleşmiş olarak görülüşü -125 - +100 mikron tane boyu aralığına ait kısımları elenip yıkandıktan sonra önce ağır sıvı yöntemiyle, birlikte buldukları daha hafif minerallerden ayrılmışlar, daha sonra temiz kristal taneleri stereozoom mikroskop altında ince uçlu pens ile seçilerek %100 veya çok yakın saflıkta olacak şekilde ayrılmışlardır. Ayrılan mineral fraksiyonlarının kükürt izotopları, İngilterede NERC İzotop Jeolojisi Merkezinde, VG Sira-10 model, izotop oran tipi ve gaz kaynaklı kütle spektrometresinde analiz edilmiştir. Hata oranının $\% \delta^{34}\text{S} \pm 0.2'$ den daha az olduğu görülmüştür.

İnceleme alanındaki yataklara ait sfalerit, galenit ve kalkopirit kristallerinin $\delta^{34}\text{S}$ kükürt izotopları bileşimi Çizelge 1' de verilmiştir.

Çizelge 1. Sülfid minerallerinde yapılan kükürt izotop analiz sonuçları ve sfalerit-galenit izotop oranlarından hesaplanan sıcaklık değerleri.

Table 1. Temperature values calculated by the sphalerite-galena sulfur isotopes fractionation and sulfur isotope values from sulfide minerals.

Örnek no	$\delta^{34}\text{S}$ değerleri (o/oo)			Sph-Gln	
	Sfalerit	Galenit	Kalkopirit	Δ	T °C
E-2	0.3	-2.4		2.7	245
E-5	1.5	-0.8		2.3	286
E-4		-1.4			
Ç-1	0.1				
M-1		-2.4			
C-6		-1.1			
E-1			0.5		
$\Delta = \delta^{34}\text{S}_A - \delta^{34}\text{S}_B$ Sph: Sfalerit Gln: Galenit					

Sfalerit kristallerine ait $\delta^{34}\text{S}$ değerleri +0.1 $\% \delta^{34}\text{S}$ ile +1.5 o/oo arasında (n:3), galenit kristallerine ait ($\delta^{34}\text{S}$ değerleri ise -0.8 (ile -2.4 o/oo arasında (n:5) değişmekte, Kalkopirite ait $\delta^{34}\text{S}$ değeri ise +0.5 ((n:1) olarak görülmektedir. Buna göre sfalerit kristallerine ait değerlerin ortalaması +0,63, galenit kristallerine ait değerlerin ortalaması ise -1.6 olup oldukça dar bir dağılım aralığı sözkonusudur. Sfaleritlere ve galenitlere ait analiz değerlerinin dağılım aralığının her iki kristalde de çok küçük

olması, bu minerallerin oluşumu sırasında kükürtün sağlandığı kaynağın oldukça homojen bir izotopsal bileşime sahip olduğu şeklinde değerlendirilebilir (Stanton, 1972).

Diğer yandan bazı mineral çiftleri arasındaki izotopsal ayrılanma derecesinin oluşum sıcaklığı ile yakından ilişkili olduğu düşünülerek kükürt izotopları jeotermometresi geliştirilmiştir (Ohmoto ve Rye, 1979). Bu çalışmada, incelenen minerallerden sadece sfalerit ve galenit arasında sınırlı da olsa izotopik bir dengenin bulunabileceği düşünülmüş ve bu iki minerale ait izotop analiz değerlerinden hareketle sfalerit ve galenit çifti için sıcaklık değerleri 245 °C ve 286 °C olarak hesaplanmış ve ortalama oluşum sıcaklığı 265.5 °C olarak bulunmuştur.

Sıvı Kapanım İncelemeleri

Sıvı kapanım incelemeleri, yataklardan alınan cevherli örneklerden hazırlanan parlak kesitlerdeki cevher mineralleri ile ilişkili kuvars kristallerinde belirlenen sıvı kapanımlarında yapılmıştır. Termometrik ölçümler 6 ayrı örnek üzerinde 62 adet sıvı kapanımında gerçekleştirilmiştir. Sıvı kapanım incelemeleri LINKAM THMS-600 ve TMS-92 tip soğutma ve ısıtma sistemi ile yapılmıştır. Ölçümleri yapılan sıvı kapanımları, kuvars kristalleri içinde iki farklı grup oluşturmaktadırlar. Birinci grup, kuvars kristallerinin merkezine yakın kesimlerinde, tek tek ve gelişigüzel dağılmış kapanımlar şeklinde izlenmekte olup, yaygın değillerdir. İkinci grup ise, erken evrede oluşmuş kuvars kristallerinin kenar kesimlerinde yeniden kristallenme ve/veya daha sonraki büyüme zonlarında gözlenen kapanımlar olup, oldukça yaygındırlar. İkinci grup kapanımların gözlemlendiği kuvars kristalleri genellikle cevher mineralleri ile yakın ilişkili ve dokunak halindedirler.

Sıvı kapanımlarının kuvars kristalleri içindeki dağılımları, büyüklükleri ve görünüşleri incelendikten sonra, birincil kapanımlar dondurulup ısıtılarak ilk buz ergime sıcaklığı (T_{FM}), son buz ergime sıcaklığı (T_{ICE}) ve sıvı-gaz fazın homojenleşme sıcaklığı (T_H) ölçümleri yapılmıştır. Sıvı kapanımlarında yapılan mikrotermometrik ölçüm değerleri ve hesaplanan tuzluluk değerleri toplu halde Çizelge 2' de görülmektedir.

Çizelge 2. Sıvı kapanımlarındaki kapanlanmış sıvıların özellikleri.**Table 2.** Identified characteristics of the fluids trapped in fluid inclusions.

Örnek	Kapanım	T _{FM} (°C)		T _{ICE} (°C)		T _H (°C)		Tuzluluk (%NaCl wt.)		
		Ölçüm	Ortalama	Ölçüm	Ortalama	Ölçüm	Ortalama	Hesap.	Ortalama	
C-13	1	-21.0		-2.1		380.5		3.7		
	2	-20.3		-3.0		368.1		5.3		1.
	3	-18.7		-3.1		320.4		5.5		
	4	-19.8		-2.2		344.6		3.9		G
	5	-21.5		-2.3		310.7		4.1		
	6	-19.5	-20.3	-2.1	-2.4	315.2	348.4	3.7	4.3	R
	7	-18.9		-2.4		321.6		4.3		
	8	-21.9		-2.6		356.7		4.6		U
	9	-21.5		-2.0		346.5		3.6		
	10	-18.7		-2.5		352.3		4.5		P
	11	-21.7		-2.3		355.9		4.1		
C-18	1	-19.8		-6.5		249.8		11.6		
	2	-21.1		-7.1		288.7		12.6		
	3	-18.3		-5.9		248.9		10.5		
	4	-19.2		-6.6		281.5		11.7		
	5	-21.0		-7.8		252.1		13.9		
	6	-21.3		-5.5		245.7		9.8		
	7	-21.8	-20.4	-5.4	-7.6	265.0	256.1	9.6	11.6	
	8	-19.9		-6.9		235.8		12.3		
	9	-19.8		-6.7		253.4		12.0		
	10	-20.3		-6.5		239.8		11.6		
	11	-21.7		-7.2		246.2		12.9		
	12	-21.6		-5.9		247.3		10.5		
	13	-19.1		-6.5		275.3		11.6		
ÇıB	1	-20.1		-6.2		264.2		11.0		2.
	2	-21.9		-7.1		259.7		12.6		
	3	-19.4		-6.8		244.8		12.1		G
	4	-20.9	-20.7	-6.5	-6.6	260.4	256.8	11.6	11.8	R
	5	-21.8		-5.9		261.0		10.5		
	6	-19.8		-7.3		251.2		13.0		U
Çe1	1	-19.4		-6.7		244.9		11.9		
	2	-20.3	-20.6	-8.5	-7.3	264.1	258.0	15.1	13.0	P
	3	-20.9		-6.1		270.3		10.9		
	4	-21.6		-7.8		252.6		13.9		
M5	1	-20.9		-6.4		254.9		11.4		
	2	-21.3		-5.8		249.8		10.3		
	3	-20.8		-7.3		263.3		13.0		
	4	-19.9	-20.8	-6.9	-6.5	260.4	257.7	12.3	11.5	
	5	-20.1		-7.1		265.2		12.6		
	6	-22.0		-5.3		252.6		9.4		
C-13	1	-21.4		-7.1		264.5		12.6		
	2	-20.1		-6.3		279.6		11.2		
	3	-22.9		-5.9		261.3		10.5		
	4	-21.1		-5.9		271.1		10.5		
	5	-21.3		-8.1		265.7		14.4		
	6	-21.9	-21.0	-5.1	-6.3	256.2	266.3	9.1	11.1	
	7	-19.6		-6.7		281.4		11.9		
	8	-19.7		-5.6		274.7		10.1		

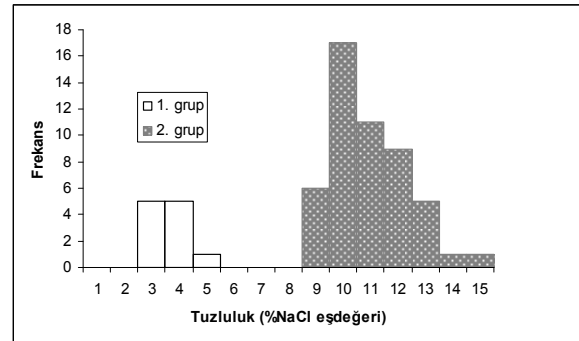
Çizelge 2. Devam ediyor
Table 2. Continue

Ay1	9	-20.9		-5.8		259.4		10.3	
	10	-21.3		-6.0		249.5		10.7	
	1	-20.6		-5.9		243.6		10.5	
	2	-20.1		-7.4		257.4		13.2	
	3	-20.6		-7.6		266.1		13.5	
	4	-21.7		-5.7		249.0		10.1	
	5	-21.9		-5.9		264.7		10.5	
	6	-20.8	-20.8	-6.5	-6.1	261.3	259.7	11.6	10.9
	7	-20.6		-5.8		281.2		10.3	
	8	-20.7		-6.0		274.6		10.7	
	9	-21.8		-6.0		265.0		10.7	
	10	-19.8		-5.5		247.7		9.8	
11	-20.0		-5.7		242.0		10.1		
12	-21.4		-5.4		259.9		9.6		

İlk buz ergime sıcaklığı (T_{FM}) değerleri birinci grup kapanımlarda $-18.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ ile $-21.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $-20.3\text{ }^{\circ}\text{C}$) ve ikinci grup kapanımlarda $-18.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ile $-22.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $-20.7\text{ }^{\circ}\text{C}$) dağılım göstermektedir. Her iki grup sıvı kapanımında ölçülen ilk buz ergime sıcaklık değerleri birbirine yakın olup, Shepherd ve diğ. (1985) tarafından verilen su-tuz sistemlerinin ötektik noktaları ile karşılaştırıldığında $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ iki bileşenli sistemin ötektik sıcaklığı ($-21.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ veya $-20.8\text{ }^{\circ}\text{C}$) ile uyum içinde olduğu görülmektedir. Bu durumda, her iki grup sıvı kapanımında suyun içindeki tuz bileşenin de NaCl olduğu söylenebilir.

Son buz ergime sıcaklığı (T_{ICE}) ölçümleri, birinci grup kapanımlarda $-2.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ile $-3.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $-2.4\text{ }^{\circ}\text{C}$) ve ikinci grup kapanımlarda $-5.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ile $-8.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $-6.7\text{ }^{\circ}\text{C}$) değişim göstermektedir. Bu ölçüm değerleri Bodnar (1993) ün geliştirdiği sıvı kapanımlardaki çözülme tuz miktarının belirlenmesine ilişkin formülle hesaplandığında, tuzluluk değerlerinin birinci grup kapanımlarda % 4.3 (ağırlıkça, NaCl eşdeğeri) ve ikinci grup kapanımlarda % 11.7 (ağırlıkça, NaCl eşdeğeri) değerleri elde edilmekte olup, tuzluluk değerlerinin grafiksel dağılımları Şekil 3' de görülmektedir. Bu değerlerden, mineral oluşturuç çözeltilerin tuzluluğunun başlangıçta, yani birinci grup kapanımların ve bunları içeren kuvarslarının

oluşumu sırasında düşük olduğu (ortalama %4.3); daha sonra ikinci grup kapanımların oluşumu ve dolayısıyla erken evre kuvarslarının büyümeleri sırasında yükseldiği (ortalama % 11.7) anlaşılmaktadır.

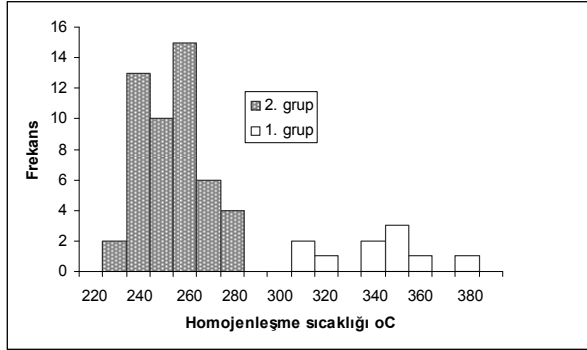


Şekil 3. İncelenen sıvı kapanımlarında tuzluluğun frekans dağılımı.

Figure 3. Frequency distribution diagram of salinity of the investigated fluid inclusions.

Homojenleşme sıcaklığı (T_H) değerleri ise, birinci grup kapanımlarda 310.7 ile $380.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $348.4\text{ }^{\circ}\text{C}$) ve ikinci grup kapanımlarda 235.8 ile $288.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ aralığında (ortalama $259.1\text{ }^{\circ}\text{C}$) şeklindedir (Çizelge 2). Bilindiği gibi sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklık değerleri kapanımların içinde buldukları kristallerin oluşum sıcaklıkları hakkında bilgi vermekte olup, cevherleş-

melerin oluşumu sırasında çözeltilerin sıcaklığının kademeli bir şekilde azaldığı ve iki farklı tip kapanımların oluşum sıcaklığı bakımından belirgin şekilde farklılık gösterdiği anlaşılmaktadır (Şekil 4).



Şekil 4. İncelenen sıvı kapanımlarında homojenleşme sıcaklığının frekans dağılımı.

Figure 4. Frequency distribution diagram of homogenization temperature values of the investigated fluid inclusions.

Kapanımların tuzluluk ve homojenleşme sıcaklıkları birlikte değerlendirildiğinde hidrotermal çözeltilerin, birinci tip kapanımların ve erken evre kuvarsların oluşumu sırasında sıcaklıkların yüksek tuzluluklarının düşük olduğu, daha sonra ikinci tip kapanımların oluşumu sırasında sıcaklık azalırken tuzluluğun arttığı görülmektedir.

BULGULAR VE YATAKLARININ OLUŞUMU

Yöredeki kurşun-çinko yataklarının oluşum ve kökenlerinin açıklanmasına ışık tutacak bulgular aşağıda olduğu gibi özetlenebilir.

İnceleme alanında yaygın olarak gözlenen Menderes Masifi Metamorfitlelerinin kurşun - çinko içerikleri (ortalama Pb:142.6 ppm - Zn:193.8 ppm, n:10) bölgedeki diğer kayaç gruplarının kurşun-çinko içeriklerinden daha yüksek olup, granit (ortalama Pb: 121.3 ppm - Zn:163.3 ppm, n:3) ve dasitler (ortalama Pb: 131.3 ppm - Zn: 97.7 ppm, n:6) de eşdeğerlerine göre daha yüksek oranda kurşun - çinko içeriğine sahiptirler. İnceleme alanındaki granitik ve volkanik kayaçların Pb ve Zn içeriklerinin kabuktaki ortalama değere göre yüksek olması, kaynaklandıkları mağmanın bu elementlerce zengin kayaçlardan türedikleri

ve/veya bu elementlerce zengin kayaçlarca yerleşim sırasında kirletildikleri şeklinde değerlendirilebilir.

Küçüksoğanlı yataklarında, cevherleşme içerisinde bol miktarda metamorfik kayaç parçaları gözlenmektedir. Çınar ve Çeşme yataklarında ise cevher mineralleri Menderes Masifi Metamorfitleleri ve Yeniköy Formasyonuna ait yan kayaç parçalarının aralarındaki boşlukları ve kılcal çatlakları doldurmuş durumdadır. Kozakdamları yatağında cevherleşme metamorfitlelerin şistozite düzlemlerine paralel yataklanmış gibi gözükmesine karşın cevher yüzlekleri takip edildiğinde, cevherleşmenin bindirme hattına bağlı olduğu görülmektedir. Ayrıca cevherli örneklerden hazırlanan parlatma bloklarında cevher minerallerinde herhangi bir yönelme ve önceden mevcut olan bir yönelmeyi ortadan kaldıracak yeniden kristallenmeye işaret edebilecek herhangi bir özellik gözlenmemiştir.

Cevherli örneklerden hazırlanan parlatma bloklarında yatakların tümünün aynı parajenez ve aynı süksesyona sahip oldukları gözlenmiştir. Farklı olarak küçüksoğanlı yatağında birincil markazit ve galenitler içinde polibasit/pearseit, kozakdamları yatağında ise galenitler içerisinde pirarjirit-pirustit oluşumları izlenmektedir. Ayrıca Çınar ve Çeşme yataklarında cevher ve gang mineralleri arasında dağılmış durumda, Alt-Orta Miyosen yaşlı Yeniköy Formasyonunun kömürlü seviyelerinden kaynaklanmış kömür parçaları gözlenmektedir.

İnceleme alanındaki yataklara ait galenit ve sfalerit mineral fraksiyonlarından yapılan kükürt izotopları bileşimi analiz sonuçlarının ortalaması galenitlerde -1.6 o/oo; sfaleritlerde +0.63 o/oo olup, bu değerlerin sıfıra çok yakın olmaları nedeniyle kükürtün mağmatik kökenli olduğu veya mağmatik kayaçlardan çözüldüğü kabul edilmiştir. Kükürt izotopları incelemelerinden yararlanılarak, kükürt izotopları jeotermometresi ile yapılan hesaplamalardan yatakların 286-245 °C sıcaklık aralığında oluştuğu hesaplanmış, sıvı kapanım incelemeleri sırasında yapılan ölçümlerden ise 235.8 - 288.7 °C sıcaklık aralığında oluştuğu ortaya konmuştur.

Yukarıda sıralanan bulgulara göre, yöredeki kurşun-çinko yatakları; Soğanlı yatakları damar tipi, Çınar ve Çeşme yatakları ağısı (stockwork tipi) görünümlü damar tipi ve Kozakdamaları yatağı yer yer metamorfite şiztozite düzlemleri ile uyumlu gibi gözükse ancak birdirime zonuna bağlı damar tipi oluşumlardır.

Bütün bu gözlemler ve yukarıda sıralanan bulgular, yöredeki kurşun çinko yataklarının, ortama daha sonradan gelen çözeltilerin ürünlerini günümüzdeki yerlerinde biriktirmeleri ile oluşmuş epijenetik yataklar olduğunu göstermektedir.

Yöredeki tüm yataklar mikroskopik incelemeler bölümünde anlatıldığı gibi, parajenez, minerallerin oluşum sırası ve mineraller arası ilişkiler bakımından aynı özelliklere sahiptirler. Ayrıca yataklara ait galenit, sfalerit ve kalkopirit mineral fraksiyonlarından yapılan kükürt izotopları ($\delta^{34}\text{S}$) analiz sonuçları da çok dar bir alanda dağılım göstermekte olup, yataklar arasında önemli bir farklılık olmaması cevherleşmelerdeki kükürtün tek bir kaynaktan türemiş olduğunu işaret etmektedir.

Bütün bu bulgular ışığında olasılıkla, yörede yüzeyleyen Üst Miyosen'den Kuvaternere kadar değişik yaşlardaki volkanitlerden türeyen ve/veya derinlere inerek kükürt izotopları jeotermometresine göre 286-245 °C, sıvı kapanım incelemelerine göre ise 288.7 – 235.8 °C sıcaklığa kadar ısınan derin dolaşımli meteorik kökenli sular, metamorfite içinden kurşun-çinko elementlerini çözmüşler, zayıf zonlar boyunca yukarıya doğru hareket etmişler, yüzeyde veya yüzeye yakın seviyelerde oksijen ve karbondioksitce zengin sular ile karşılaştıkları yerlerde taşıdıkları ürünlerini çökeltirek bu yatakları oluşturmuşlardır.

KAYNAKLAR

Dora. Ö., 1969. Karakoca Granit masifinde petrolojik ve metalojenik etütler. M.T.A. Dergisi, S.73, 1026
 Bingöl.E., 1976. Batı Anadolunun Tektonik Evrimi. MTA Dergisi, S.86, 14-34.
 Bingöl, E., 1977. Muratdağı jeolojisi ve ana kayaç birimlerinin petrolojisi. T.J.K. Bül., C. 20, S. 2, 13-66.

Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochemica et Cosmochimica Acta*. V.57, I.3, 683-684.
 Bortnikov, N.S., Genkin, A.D., Dobrovolskaya, M.G, Muravistskaya, G.N. ve Filimonova A.A., 1991. The Nature of chalcopyrite Inclusion in sphalerite: Exsolution, Coprecipitation or Disease? *Econ. Geol.* V.86, n.5.
 Efe, A., 1993. Rahmanlar (Selendi-Manisa) Kurşun-Çinko Yataklarının Jeolojisi, Oluşumu ve Kökeni. Doktora tezi, Cum.Üniv.Fen Bil.Enst., (yayınlanmamış), 152s.
 Eldridge, C.S., Bourcier, W.L., Ohmoto, H. ve Barnes, H.L., 1988. Hydrothermal Inoculation and Incubation of the Chalcopyrite Disease in Sphalerite. *Econ.Geol.*, V.83, n.5.
 Ercan, T ve Öztunalı, Ö., 1983. Demirci-Selendi (Manisa) çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanitlerin petrolojisi ve kökensel yorumu. *H.Ü. Yerbilimleri*, 10, 1-15.
 Ercan, T., Dinçel, A. ve Günay, E., 1979. Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege bölgesindeki yeri. *T.J.K. Bül. C.22, S.2, 185-195.*
 Ercan, T., Türkecan, A., Dinçel, A. ve Günay, E., 1983. Kula-Selendi (Manisa) dolaylarının jeolojisi. *Jeoloji mühendisliği (TMMOB JMO yayını) S. 17, 3-28.*
 Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkan, A. ve Günay, E., 1978. Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi. *T.J.K. Bülteni, C. 21, S. 2, 97-106.*
 Evirgen, M.M., 1979. Menderes Masifi kuzey kesiminde (Ödemiş-Bayındır-Turgutlu) gelişen metamorfizma ve bazı ender parajenezler. *T.J.K. Bül. C.22, S.1, 109-116.*
 Evirgen, M.M., 1980. Kataklastik metamorfik kayalar Menderes Masifi kataklazitleri. *Yerbilimleri, H.Ü. yayını, C.5/6, 77-84.*
 Gün, H., Akdeniz, N. ve Günay, E., 1979. Gediz ve Emet Güneyi Neojen havzalarının jeolojisi ve yaş sorunları. *Jeol. Müh. S.8, 3-15.*
 Nuhoğlu. İ., 1992. Rahmanlar (Selendi-Manisa) Cu-Pb-Zn yatağının çevresindeki

- volkanitlerin petrojenetik incelenmesi. T.J.Bült. C.35, 51-62.
- Ohmoto, H. ve Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon, in: Barnes H.L. (2. edi.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 798p.
- Rahmdor, P., 1980. The Ore Minerals and their intergrowths. Pergomen press, 1202 p.
- Stanton, R.L., 1972. Ore petrology. McGraw-Hill. Inc. 713p.

Ahmet EFE

Cumhuriyet Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,

58140 Sivas

efe@cumhuriyet.edu.tr

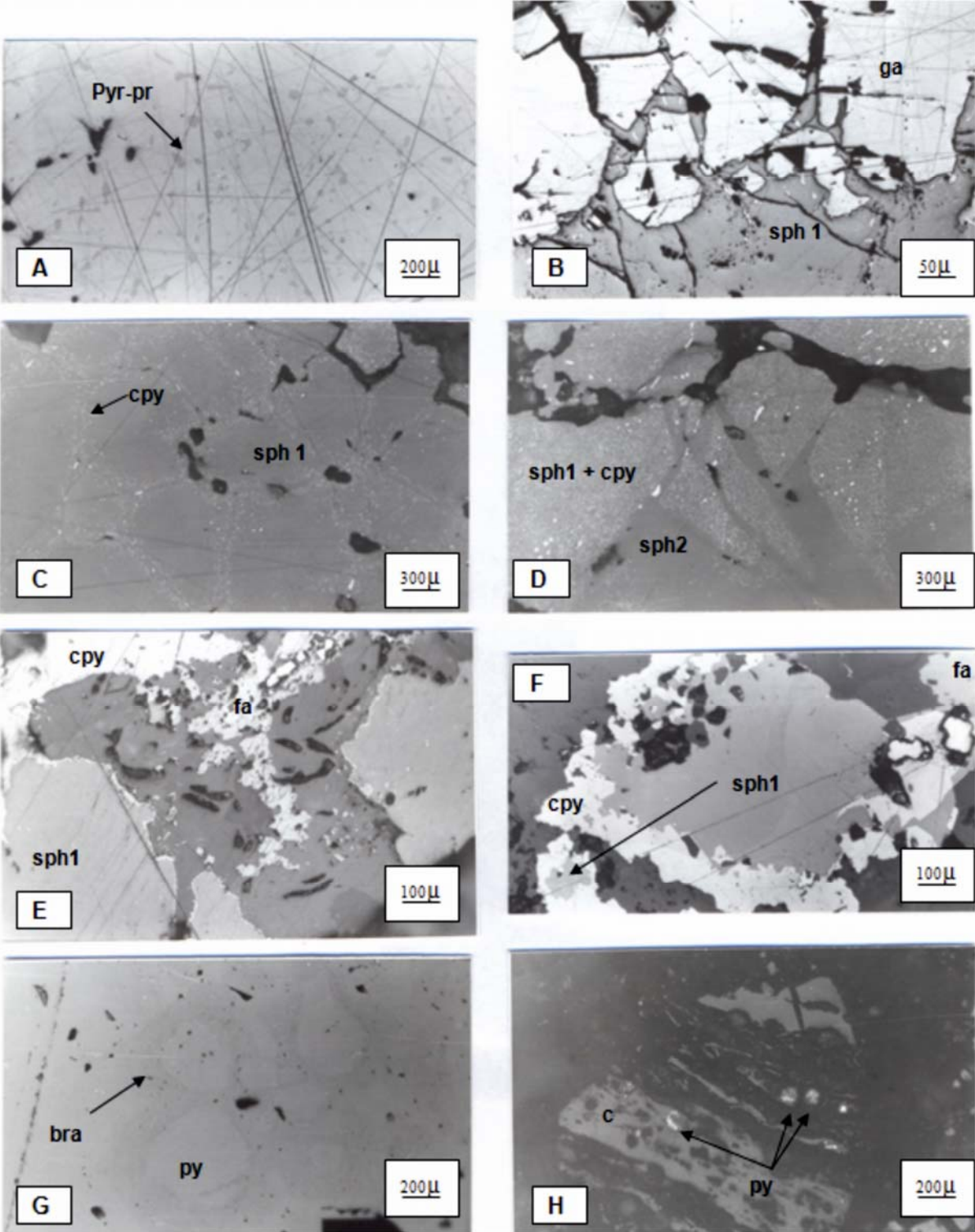
LEVHALAR

LEVHA 1

(A) Galenitler (ga) içindeki pirarjirit-purustit (pyr-pr) oluşumları.; (B) Galenitlerin (ga) kırıklarını dolduran sfalerit (sph1) kristalleri; (C) Sfaleritleri (sph1) kuşatan ağsı şekilli kalkopirit (cpy) oluşumları; (D) Tozbulutu (dustlike) şeklinde kolkopirit (cpy) oluşumları içeren sfaleritler (sph1) ve bunların çevresindeki temiz sfalerit (sph2) (pure sphalarite) kristalleri; (E) ve (F) Erken evre sfaleritleri (sph1) kuşatan kalkopiritler (cpy); (G) Özşekilli piritlerdeki (py) zonlu yapı ve brovait (bra); (H) Piritleşmiş bakterileri de içeren, cevher ve gang mineralleri tarafından kapanlanmış kömür (c) parçaları (c).

PLATE 1

(A) *Pyrargyrite and proustite (pyr-pr) exsolutions (pp) in the galena (ga) crystals; (B) Sphalerite crystals (sph) filling in fractures of the galena (ga) crystals; (C) Chalcopyrite crystals (cpy) as stockwork shape filling the empty between sphalerite (sph1) crystals; (D) Dustlike chalcopyrite (cpy) formations in sphalerite (sph1) and their surrounding pure sphalerite (sph2) crystals; (E) and (F) Chalcopyrite crystals (cpy) replacement and surrounding sphalerite (sph1) crystals; (G) Zonning of the euhedral pyrite (py) and brovaite (bra); (H) framboidal pyrite in Coal fragment (c) surrounding ore.*





Cumhuriyet

YERBİLİMLERİ Dergisi

Cumhuriyet
EARTH SCIENCES
Journal

YAYIN İLKELERİ VE YAZIM KURALLARI

Yazıların nitelikleri

“Cumhuriyet YERBİLİMLERİ Dergisi” nde yayınlanması istemiyle gönderilecek yazıların, yerbilimlerinin herhangi bir alanında (jeoloji, maden, jeofizik, hidrojeoloji, jeomorfoloji, deprem, jeoteknik, petrol vb.)bir konuyu içermesi, daha önce Türkçe olarak yayınlanmamış olması ve aşağıdaki niteliklerden en az birine sahip olması gerekir.

a) Yerbilimleri alanında bilimsel yöntemlerle yapılmış, özgün sonuçları bulunan ve yerbilimlerine katkı oluşturacak bir çalışma,

b) Yerbilimlerinin herhangi bir konusunda önceden yapılmış çalışmaları eleştiri yaklaşımıyla derleyen ve yeni görüşler ortaya koyan derleme,

c)Yerbilimleri konusunda, Türkiye'yi ve Türkiye'deki yerbilimcileri büyük ölçüde ilgilendiren, fakat yabancı bir dilde yayınlanmış bir yazının Türkçe'ye çevirisi.

Yazım Dili

Yerbilimleri Dergisinde yayın dili olarak Türkçe ve İngilizce kullanılmaktadır. Dergide yayınlanacak makalelerin başlıkları özetleri, çizelge ve şekil açıklamaları Türkçe ve yabancı dilde (İngilizce) olmak üzere iki dilde birlikte verilmektedir.

Makale Yazım Kuralları

1.Makalenin tümü metni çift aralıkla Windows Word programı ile 10 punto ve Arial karakterinde yazılmış olmalıdır. Metin sürekli satır ve sayfa numarası ile hazırlanmalıdır.

2.Şekiller bilgisayar çizim programları (Freehand, CorelDraw vb.) kullanılarak çizilmeli ve “jpeg” formatında gönderilmelidir.

3.Şekil ve çizelge başlıkları Türkçe ve İngilizce olarak ayrı liste halinde metin sonunda verilmelidir. Şekil ve çizelgeler birbirinden ayrı olarak numaralandırılmalıdır.

4.Bütün çizimlerde çizgisel ölçek kullanılmalıdır.

5.Şekil ve çizelge boyutları tek sütun için 7.5x23 cm, çift sütun için 16x23 cm den büyük olmamalıdır.

ÖZ

Anahtar kelimeler

ABSTRACT

Key words

GİRİŞ

ANA BAŞLIK

Birinci Derece Alt Başlık

İkinci derece alt başlık

Üçüncü derece alt başlık

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

KATKI BELİRTME

KAYNAKLAR

Kaynaklara Değınme

Makale metni içinde kaynaklara değınme aşağıdaki örneklere uygun olarak yapılmalıdır:

.....(Y. soyadı, 1988), (Y. soyadı ve Y. soyadı, 1988), (Y. soyadı vd., 1988)

.....Y. soyadı (1988), Y. Soyadı ve Y. Soyadı (1988) göre, Yazar vd.'ne (1988) göre
Kişisel (sözlü) görüşmeler(H.Yalçın, 1988, C.Ü.).....biçiminde belirtilmelidir.

Kaynakların Yazılması

Makale metni içerisinde değınilen kaynaklar aşağıdaki örneklere uygun şekilde verilmelidir:

Özgül, N., 1976.Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.

Brown, G., Brindley, G.W., 1980. X-ray difraction procedures for clay mineral identification. In: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, G.W. Brindley and G.Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360.

Velde, B., 1977 Clays and Clay Minerals in Naturel and Synthetic Systems. Developments in Sedimentology 21, Elsevier, Amsterdam, 218 p.

Çağlı, S., Kırıl, N., 1993. Sivas-Hafik-Kaçak Köyü AR-46519 nolu talk ruhsat sahasının maden jeolojisi raporu. MTA Rapor No. 9512, 24 s.

Yazıların Gönderilmesi

Yazılar aşağıda verilen dergi ve editöre ait elektronik posta adreslerinin her ikisine birlikte gönderilmelidir.

Prof. Dr. Işık YILMAZ

Cumhuriyet Yerbilimleri Dergisi

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü
58140 SİVAS

Telefon : 0-346-219 10 10/1305 Fax : 0-346-219 11 71

yerbilimleri@cumhuriyet.edu.tr
isik.yilmaz@gmail.com



Cumhuriyet

YERBİLİMLERİ
Dergisi

Cumhuriyet
EARTH SCIENCES
Journal

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

Types of contributions

Manuscripts submitted in journal of “Cumhuriyet EARTH SCIENCES Journal” should have not been published and/or simultaneously submitted elsewhere. This journal is concerned with original research, new developments and case studies in any branch of earth sciences such as; geology, mining, geophysics, hydrogeology, geomorphology, earthquake, geotechnique, oil, etc.

Language

The languages of the journal are Turkish and English. Titles, abstracts, and captions of figures and tables are written in Turkish and English.

Preparation of manuscripts

1. Manuscripts should be typed double-spaced throughout, at a font size of 10 point (Arial), and with continuous line and page numbers.
2. Figures should be prepared using computer software (Freehand, CorelDraw etc.) and their “jpeg” files should be submitted.
3. Figure and Table captions must be prepared as a separate page at the end of the text.
4. Line scale must be submitted in figures if it is needed.
5. Sizes of the figures and tables are not allowed larger than 7.5x23 cm for single column, 16x23 cm for double column.

Manuscripts should generally be structured as follows.

Title (English and Turkish)

Name(s) of author(s) and their affiliations.

(The name and e-mail address of the corresponding author must appear following the author names)

ABSTRACT

Key words

INTRODUCTION

PRIMARY HEADING

Primary Sub Heading

Secondary sub heading

Tertiary sub heading

RESULTS AND CONCLUSIONS

ACKNOWLEDGEMENT(S)

REFERENCES

Citation of references in the text

In the text, references must be cited as following.

..... (Surname, 1988)

..... (Surname and Surname, 1988)

..... (Surname et al., 1988)

..... Surname (1988)

..... Surname and Surname (1988)

..... Surname et al. (1988)

Personal communications(H.Yalçın, 1988, C.Ü.)

Preparation of references

All references cited in the text, and in captions of figures and tables must be written in a list of "REFERENCES". Some examples for reference layout are given below.

Journal references:

Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 65-78.

Karacan, E., Yılmaz, I., 1997. "Collapse dolines in the Miocene gypsum: an example from SW Sivas (Turkey)". Environmental Geology, Springer-Verlag, 29 (3/4), 263-266.

Proceeding references:

Brown, G., Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, G.W. Brindley and G.Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360.

Book references:

Velde, B., 1977 Clays and Clay Minerals in Naturel and Synthetic Systems. Developments in Sedimentology 21, Elsevier, Amsterdam, 218 p.

Published report references:

Çağlı, S., Kırıl, N., 1993. Sivas-Hafik-Kaçak Köyü AR-46519 nolu talk ruhsat sahasının maden jeolojisi raporu. MTA Rapor No. 9512, 24 s.

Personal communications:

Yalcin, H., 1988. Personal communication. Cumhuriyet University, Faculty of Engineering, Department of Geological Engineering, Sivas, Turkey.

Web page references:

Weier, J., Herring, D., 2005. Measuring vegetation (NDVI and EVI). Earth Observatory Library of NASA. <http://earthobservatory.nasa.gov/Library/MeasuringVegetation/>

Submission of manuscripts

Manuscripts for publication should be electronically (via e-mail) submitted to Editor whose address and e-mails are given below.

Prof. Dr. Işık YILMAZ

Cumhuriyet Yerbilimleri Dergisi

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü
58140 SİVAS

Telefon : 0-346-219 10 10/1305 Fax : 0-346-219 11 71

yerbilimleri@cumhuriyet.edu.tr

isik.yilmaz@gmail.com

(Please send manuscripts to both e-mails)

Yayın Türü: Yerel Süreli Yayın
Publication Type: *National Journal*

Basım: Cumhuriyet Üniversitesi – Rektörlük Basımevi – Sivas
Printed by: *Cumhuriyet Üniversitesi – Rektörlük Basımevi - Sivas*

ISSN: 1016-7625