

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2018 Cilt 61 Sayı 1
January 2018 Volume 61 Issue 1

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Hüseyin ALAN	Başkan / President
Yüksel METİN	İkinci Başkan / Vice President
Faruk İLGÜN	Yazman / Secretary
D. Malik BAKIR	Sayman / Treasurer
Canan DEMİRAL	Mesleki Uygulamalar Üyesi / Member of Professional Activities
Düzgün ESİNA	Sosyal İlişkiler Üyesi / Member of Social Affairs
Murat AKGÖZ	Yayın Üyesi / Member of Publication

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editör / Editor

Prof. Dr. Orhan TATAR
orhantatar@cumhuriyet.edu.tr

Yardımcı Editör / Associate Editor

Doç. Dr. B. Levent Mesci
mesci@cumhuriyet.edu.tr

İngilizce Editörü / English Editor

Margaret SÖNMEZ

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

AKGÜN Funda (İzmir, Türkiye)	ÖZMEN Bülent (Ankara, Türkiye)
AKSOY Ercan (Elazığ, Türkiye)	PARLAK Osman (Adana, Türkiye)
ALDANMAZ Ercan (Kocaeli, Türkiye)	PAVLIDES Spyros (Selanik, Yunanistan)
ALTUNEL Erhan (Eskişehir, Türkiye)	PIPER John D.A. (Liverpool, İngiltere)
BABA Alper (İzmir, Türkiye)	PIPIK Radovan Kyska (B. Bystrica, Slovakya)
BATI Zühtü (Ankara, Türkiye)	POLAT Ali (Windsor, Ontario, Kanada)
BOZKURT Erdin (Ankara, Türkiye)	ROBERTSON Alastair (Edinburgh, İngiltere)
CAPUTO Ricardo (Ferrara, İtalya)	ROJAY Bora (Ankara, Türkiye)
DEMİREL İsmail Hakkı (Ankara, Türkiye)	SAN Bekir Taner (Antalya, Türkiye)
EKMEKÇİ Mehmet (Ankara, Türkiye)	SARI Erol (İstanbul, Türkiye)
EYÜBOĞLU Yener (Trabzon, Türkiye)	SEYİTOĞLU Gürol (Ankara, Türkiye)
GENÇ Yurdal (Ankara, Türkiye)	SÖZBİLİR Hasan (İzmir, Türkiye)
GÜL Murat (Muğla, Türkiye)	ŞENGÜLER İlker (Ankara, Türkiye)
GÜLEÇ Nilgün (Ankara, Türkiye)	TEKİN Uğur Kağan (Ankara, Türkiye)
GÜLER Cüneyt (Mersin, Türkiye)	TEMEL Abidin (Ankara, Türkiye)
GÜRSOY Halil (Sivas, Türkiye)	TOPUZ Gültekin (İstanbul, Türkiye)
HELVACI Cahit (İzmir, Türkiye)	TÜYŞÜZ Okan (İstanbul, Türkiye)
JOLIVET Laurent (Orleans, Fransa)	ÜNLÜ Taner (Ankara, Türkiye)
KARAYİĞİT Ali İhsan (Ankara, Türkiye)	ÜNLÜGENÇ Ulvi Can (Adana, Türkiye)
KAZANCI Nizamettin (Ankara, Türkiye)	VASELLI Orlando (Floransa, İtalya)
KUSKY Timothy (Wuhan, Çin)	YAGBASAN Özlem (Ankara, Türkiye)
KUŞÇU İlkey (Muğla, Türkiye)	YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye)
MAMEDOV Musa (Bakü, Azerbaycan)	YALÇIN Gürhan (Antalya, Türkiye)
NAZİK Atike (Adana, Türkiye)	YALTIRAK Cenk (İstanbul)
OBERHANSLLI Roland (Potsdam, Almanya)	YAVUZ Fuat (İstanbul, Türkiye)
OKAY Aral (İstanbul, Türkiye)	YILMAZ İsmail Ömer (Ankara, Türkiye)
ÖZCAN Ercan (İstanbul, Türkiye)	YİĞİTBAŞ Erdinç (Çanakkale, Türkiye)
ÖZDEMİR Yavuz (Van, Türkiye)	YUSUFOĞLU Halil (Ankara, Türkiye)
ÖZDEN Süha (Çanakkale, Türkiye)	ZAGORCHEV Ivan (Sofya, Bulgaristan)
ÖZKUL Mehmet (Denizli, Türkiye)	

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenışehir, 06410 Ankara
Tel: (0312) 434 36 01
Faks: (0312) 434 23 88
E-Posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Corresponding Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
PO Box 464 Yenışehir, TR-06410 Ankara
Phone: +90 312 434 36 01
Fax: +90 312 434 23 88
E-Mail: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Yayın Türü	: Yaygın Süreli Yayın
Yayının Şekli	: 4 Aylık Türkçe - İngilizce
Yayın Sahibi	: TMMOB JMO Adına Hüseyin ALAN
Sorumlu Yazı İşleri Müdürü	: Hüseyin ALAN
Yayının İdari Adresi	: Hatay 2 Sokak No: 21 Kocatepe / Ankara Tel: 0 312 432 30 85 Faks: 0 312 434 23 88
Baskı (Printed by)	: ERS Matbaacılık Kazım Karabekir Cad. Altıntop İşhanı No: 877 İskitler / Ankara Tel: 0 312 384 54 88
Baskı Tarihi	: Aralık 2017
Baskı Adedi	: 1000

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2018 Cilt 61 Sayı 1
January 2018 Volume 61 Issue 1

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Ezher Toker Tagliasacchi**
Orta-Geç Pleyistosen Yaşlı Gürlek-Kocabaş (Denizli) ve Örtülü (Afyon) Travertenlerinin Sedimentolojik Özellikleri ve Paleoortamsal Gelişimine ait ilk bulgular (GB-Türkiye)
The Sedimentological Properties and Preliminary Results of Palaeoenvironmental Development of Middle-Late Pleistocene Gürlek-Kocabaş (Denizli) and Örtülü (Afyon) Travertines, SW-Turkey 1
- Ayşe Orhan, Mehmet Demirbilek**
Kapadokya Bölgesi (Nevşehir, Orta Anadolu) Kalk-alkalen ve Alkalen Plütonik/Subvolkanik Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri
Petrographic and Geochemical Features of Calc-alkaline and Alkaline Plutonic/Subvolcanic Rocks in the Cappadocia Region (Nevşehir, Central Anatolia) 23
- Mustafa Softa, Mehmet Turan, Hasan Sözbilir**
Jeolojik, Arkeolojik ve Arkeosismolojik Veriler Işığında Myra Antik Kenti'nde Tarihsel Depremlere Ait Deformasyon Verileri, GB Anadolu
Evidence for Historical Earthquake-Related Deformation in the Light of the Geological, Archaeoseismological and Archaeological Data at Ancient City of Myra, SW Anatolia 51
- Okay Çimen**
The new findings on the Late Devonian volcanism in the Eastern Taurides (Develi, Kayseri): Preliminary data
Doğu Torid'lerdeki (Develi-Kayseri) Geç Devonyen volkanizması üzerine yeni bulgular: İlk veriler 75
- Mete Çetinkaplan**
Anamur (Alanya Masifi, Mersin) Bölgesinde Yer Alan Prekambriyen Yaşlı Kayaçların Çok Evreli P-T-t Evrimi
Multi-Stage P-T-t Evolution of Precambrian Aged Rocks in Anamur (Alanya Massif, Mersin) Region ... 91

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geology, Geo Archive,
Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKBİM TR Dizin
Veri Tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

*GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,
Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKBİM TR Dizin Databases*

TÜRKİYE JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey



Orta-Geç Pleyistosen Yaşlı Gürlek-Kocabaş (Denizli) ve Örtülü (Afyon) Travertenlerinin Sedimentolojik Özellikleri ve Paleootamsal Gelişimine ait ilk bulgular (GB-Türkiye)
The Sedimentological Properties and Priliminary Results of Palaeoenvironmental Development of Middle-Late Pleistocene Gürlek-Kocabaş (Denizli) and Örtülü (Afyon) Travertines, SW-Turkey

Ezher Toker Tagliasacchi^{1a}

¹ *Università Degli Studi Firenze, Dipartimento di Scienze della Terra, Via la Pira, 4-50121 Firenze-Italy*
^a *Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 20017 Kınıklı-Denizli*

Geliş/Received : 28.06.2017 • Düzeltmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 23.08.2017 • Kabul/Accepted : 22.09.2017 • Baskı/Printed : 01.01.2018

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz:Bu çalışma, benzer depolanma sistemi içerisinde çökelmiş olan Gürlek-Kocabaş (Denizli) ile Örtülü (Afyon) travertenlerinin sedimentolojik özellikleri ile bu karasal karbonatların çökeltme koşullarının ve döneminin karşılaştırmalı olarak incelenmesi sonucu elde edilen ilk bulguları içermektedir. İnceleme alanları, GB-Türkiye’deki neotektonik dönemde genişleme tektoniğine bağlı olarak açılmaya başlamış birbirlerine komşu, KB-GD uzanımlı Denizli Grabeni (Gürlek-Kocabaş) ile KD-GB uzanımlı Acıgöl Grabeni (Örtülü) içinde yer almaktadır.

Gürlek-Kocabaş travertenlerinin bataklık-havuz ve havuz düzlüğü fasiyeslerinin gözlemlendiği, sığ-havuz gibi çöküntü depolanma sistemi içinde çökelmiş olduğu, Örtülü travertenlerinin ise, yer yer ortam enerjisinin daha yüksek olduğu yamaç depolanma sisteminde ve aynı zamanda sığ, otsul, enerjisi daha düşük sığ-havuz depolanma sisteminde çökelmiş olabileceği yapılan bu çalışmada belirlenmiştir. Gürlek-Kocabaş travertenlerinin yanal devamlılığı yüzlerce metre sürerken, Örtülü travertenleri, birkaç yüz metre devam etmekte ve daha sonra Acıgöl Graben’ine doğru akarsu tufalarına geçiş göstermektedir. Paleosol seviyeleri, iki traverten çökeline de belirgin olarak gözlenmektedir. Elde edilen ilk polen verilerine göre, genellikle otsul ve açık tohumlu bitkilere ait polenlerin varlığı (*Pinaceae*, *Cedrus*, *Artemisia*, *Quercus*) bölgede iklimsel salınımlar açısından da önemli veriler içermektedir. İncelenen örneklerde *Artemisia* formunun varlığı, bu karasal karbonatların çökeltiminde, serin ve kurak iklim koşullarını işaret etmektedir.

U/Th radyometrik yaş tayinlerine göre, iki traverten çökeli Orta-Geç Pleyistosen döneminde çökelmiş ancak Gürlek-Kocabaş travertenleri, çökeltimine 85 bin yıl’a kadar devam etmiş olmasına rağmen, Örtülü travertenlerinin çökeltimi yaklaşık 308 bin yıl önce tamamen sonlanmış olduğu bu çalışmada belirlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Depolanma ortamları, GB-Türkiye, litofasiyes, Orta-Geç Pleyistosen, palinoloji, traverten

Abstract: *This study includes the priliminary results of the Gürlek-Kocabaş (Denizli) and Örtülü (Afyon) travertines precipitated within the similar depositional systems and the comparative investigation of the sedimentary processes and depositional periods of these terrestrial carbonates. The investigated areas are located within the NW-SE trending Denizli Graben (Gürlek-Kocabaş) and NE-SW trending Acıgöl Graben (Örtülü) that adjacent to each other which started to develop due to the extentional tectonic regime in the neotectonic period in SW-Turkey.*

Gürlek-Kocabaş travertines are deposited in shallow-pool like depression depositional system where the marsh-pool and flat-pool facies are observed. On the other hand Örtülü travertines have been determined in this study where could be precipitated in higher energy environment like slope depositional system and also in lower energy environment like shallow-pool depositional system. While the lateral expanded of the Gürlek-Kocabaş travertines is hundreds of meters, the Örtülü travertines continued few hundred meters and then they changed to the fluvial tufas

towards Acıgöl Graben. Palaeosol levels are significantly observed in two travertine deposits. According to the first pollen data, the existence of pollens (*Pinaceae*, *Cedrus*, *Artemisia*, *Quercus*), which are generally belonging to herbaceous and gymnosperms plants, are important data of climatic fluctuation. The presence of the *Artemisia* form in the investigated samples suggests the cool and arid climatic conditions in the precipitation of these terrestrial carbonates.

According to radiometric dating, two travertine deposits are precipitated in Middle-Late Pleistocene. In this study is also determined that Gürlek-Kocabaş travertines continued to precipitate until 85 ka but Örtülü travertine accumulations ceased approximately 308ka ago.

Keywords: Depositional settings, lithofacies, Middle-late Pleistocene, palynology, SW-Turkey, travertine

GİRİŞ

Travertenler, tektonik bir hat boyunca yeryüzüne çıkan bikarbonatça zengin hidrotermal suların biriktirdiği, açık renkli, sıkı (kompakt) karbonat çökelleridir (Ford ve Pedley, 1996; Pentecost, 2005; Pedley, 2009). Traverten, tufa ve speleotem gibi karasal karbonatlı kaynak çökelleri, son birkaç on yıldır farklı bakış açılarından dolayı birçok araştırmaya konu olmuştur. Özellikle son yıllarda iklim ve ortam çalışmaları konusunda bu karasal karbonat çökellerinden önemli bilgiler elde edilmektedir. Bu nedenle, iklimsel değişimlere karşı duyarlılık gösteren traverten ve tufa gibi karasal karbonatların çalışılması, ülkemizde bulunan Kuvaterner yaşlı bu çökellerin değerini gün geçtikçe arttırmaktadır. Bu konuda ilk ayrıntılı çalışmalar, Chafetz ve Folk (1984); Altunel ve Hancock (1993a, 1993b), tarafından travertenlerin oluşum ortamlarını, morfolojik özelliklerini anlama üzerine olmuştur. Altunel ve Hancock (1993b) Pamukkale travertenlerinde yaptıkları çalışmada, morfolojik sınıflamaya fay önü, kanal tipi ve sırt tipi traverten olarak 3 yeni traverten yapısını da bilim camiasına kazandırmıştır. Daha sonraki çalışmalar, Altunel (1996) tarafından Denizli (Pamukkale) travertenlerinin oluşum yaşının, morfolojik özelliklerinin, neotektonizmanın bu karbonatlar üzerindeki etkisinin incelendiği araştırmalar olarak devam etmiştir. Pentecost vd. (1997)'de bu traverteninin oluşumunda mikroorganizmaların etkisi üzerinde durmuşlar ve alglerden Cyanobakteriler, Cholorophsialar ve diyatomelerin etkili olduğunu belirlemiştir.

Traverten çökelleriyle ilgili olarak, birçok araştırmacının yaptığı çok önemli çalışmalar mevcuttur (Andrews vd., 1997, 2000; Guo ve Riding, 1998; Hancock vd., 1999; Vermoere vd., 1999; Özkul vd., 2002; Garnett vd., 2004; Lojen vd., 2004; Pentecost, 2005; Koşun vd., 2005; Uysal vd., 2007; 2009; Brogi ve Capezzuoli, 2009; Guo ve Chafetz, 2014; Gandin ve Capezzuoli, 2014; Özkul vd., 2014; Toker vd., 2015). Bu tip çalışmalar, özellikle son yıllarda önemi daha da artan Kuvaterner yaşlı karasal karbonatların oluşum süreçlerini anlamak, depolanma modelini ortaya çıkarmak, tektonizma ile ilgili ilişkilerini belirlemek ve çökeltme sırasındaki geçmişte yaşanan iklimsel salınımları yakalayıp, gelecekteki iklim değişimleri hakkında fikir sahibi olmayı hedeflemektedir.

Kuvaterner yaşlı karasal karbonat çökelleri açısından oldukça zengin olan ülkemizde yapılacak olan her çalışma büyük önem arz etmektedir. Ancak, ülkemizde bu çökeller hakkında yeterli kadar veri henüz istenilen düzeyde bulunmamaktadır.

Bu çalışma, Batı Anadolu'da belirgin olarak gözlenen komşu iki graben havzasında (Denizli ve Acıgöl) yer alan, benzer depolanma sistemleri içinde gelişmiş iki traverten çökellerinin (Gürlek-Kocabaş ve Örtülü travertenleri) karşılaştırmalı ön bulgularını içermektedir. Bu amaçla, Özkul vd. (2013) ve Toker vd. (2015) tarafından Kocabaş ve çevresinde yapılan ayrıntılı çalışmalar ile Toker (2017) tarafından Acıgöl Grabeni'nin

kuzeyindeki Sarıkavak tufalarının verileri, bu çalışmada incelenen Örtülü travertenleri ile birlikte değerlendirilmeye çalışılmıştır. Acıgöl Grabeni'nin kuzeyinde, Örtülü Köyü ve çevresinde yüzlek veren Örtülü travertenlerinin fasiyes ve fasiyes ilişkilerinin yer aldığı sedimantolojik incelemeler sonucu elde edilen ilk radyometrik yaşlar, izotop sonuçları ve palinolojik veriler, bu çalışmada sunulmuştur. Böylece Acıgöl Grabeni kuzeyinde belirgin olarak gözlenen traverten ve tufa çökelleri bir bütün olarak değerlendirilmiş ve Denizli Grabeni'nin güneydoğusunda gözlenen bir diğer önemli traverten çökeli (Gürlek-Kocabaş travertenleri) ile karşılaştırılarak bölgedeki karasal karbonatların gelişimine ışık tutulmaya çalışılmıştır. Buna ek olarak, Acıgöl Grabeni kuzeyindeki bu karasal karbonatlardan elde edilen çökelim yaşlarıyla bölgede yapılacak ileriki çalışmalara önemli bir katkı sağlayacağı düşünülmektedir.

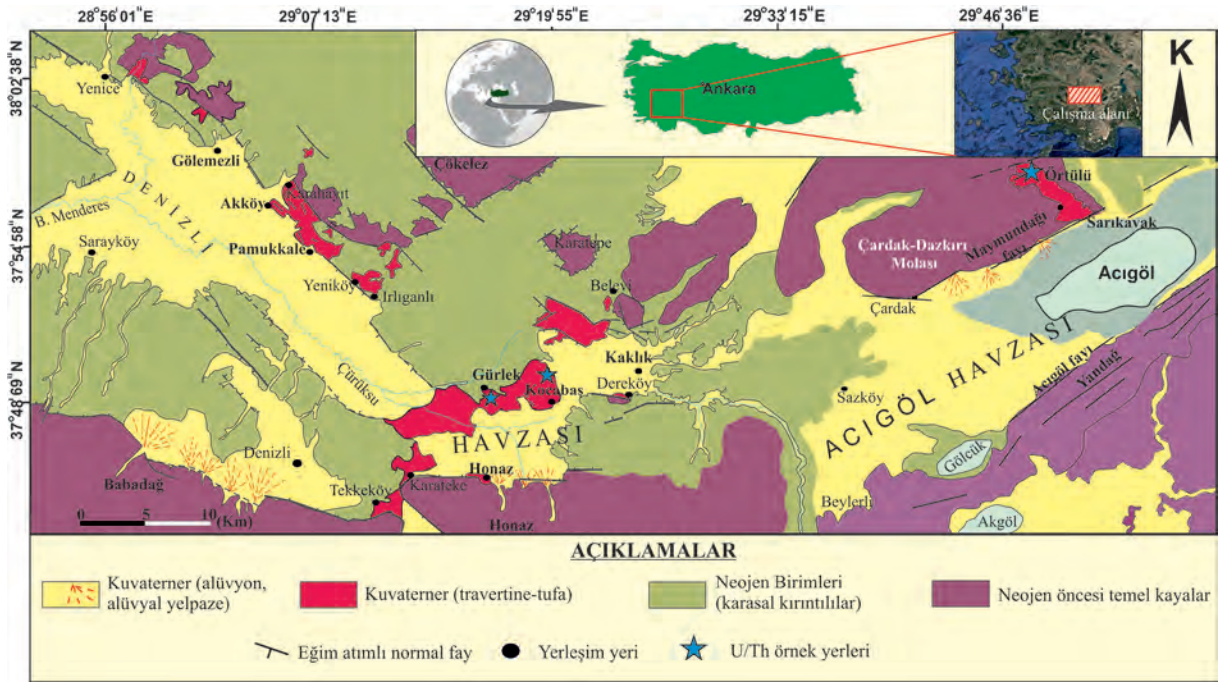
BÖLGESEL JEOLJİ

Denizli Havzası'nın Stratigrafisi

Denizli Havzası, Batı Anadolu'daki açılma rejimi sonucu oluşmuş, kuzey ve güney kenarları normal faylarla sınırlandırılmış KB-GD uzanımlı bir grabendir (Koçyiğit, 2005; Westaway vd., 2005; Kaymakçı, 2006; Şekil 1). Bu havza, kuzeyde Pamukkale fayı, güneyde Babadağ fayı ile sınırlandırılan 50 km uzunluğunda ve 15-20 km genişliğinde Neojen ve Kuvaterner yaşlı karasal çökeller tarafından doldurulmuş bir graben havzasıdır. Kendini sınırlayan faylar sayesinde, dünyaca ünlü Pamukkale travertenlerini ve bununla birlikte birçok hidrotermal kaynaklarını da içinde barındırmaktadır (Altunel ve Hancock, 1993a; Çakır, 1999; Şimşek vd., 2000; Özkul vd., 2002; Alçiçek vd., 2007; Kele vd., 2011; De Flippis vd., 2012; Özkul vd., 2013; Van Noten

vd., 2013). Denizli havzası, Üst Miyosen'de yarı graben olarak oluşmaya başlamış ve geçişli olarak alüvyal, fluviyal ve Pleyistosen (Gelasiyan) döneminde sığ göl (lacustrine) ortamına doğru bir gelişim göstermiştir (Westaway, 1993; Alçiçek vd., 2007). Temel kayalar, sadece grabenin üst kısımlarında gözlenmekte ve (Özkul vd., 2002; 2013) egemen olarak Menderes Masifine ait şist ve mermerlerden oluşmaktadır (Bozkurt ve Oberhansli, 2001; Erdoğan ve Güngör, 2004). Bu birimler, Likya naplarına ait allokton Mesozoyik kireçtaşları, dolomit ve jipsler, tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Okay, 1989; Sözbilir, 1997, 2005; Gündoğan vd., 2008). Erken-Orta Miyosen'de Kızılburun Formasyonu, uyumsuz olarak Neojen öncesi birimlerin üzerine gelmekte ve bu formasyonun üzerine Orta Miyosen yaşlı Sazak Formasyonu ve Geç Miyosen-Geç Pliyosen yaşlı Kolonkaya Formasyonu, Denizli Grubu'nun içinde çökelmişlerdir (Sun, 1990) (Şekil 2). Asartepe Formasyonu, uyumsuz olarak Denizli Grubu'nun üzerine gelmekte ve egemen olarak traverten ve alüvyon çökellerinden oluşmaktadır (Şekil 2). Yapılan ayrıntılı sedimantolojik çalışmalarda, Denizli Grabeni'nin Erken Miyosen'de yarı graben olarak oluştuğu ve Kuvaterner döneminde asimetric graben olarak geliştiği vurgulanmıştır (Alçiçek vd., 2007).

Traverten çökeli, lokal fluviyal teraslarda havza içerisine doğru gençleşerek ilerlemekte (Koçyiğit 2005; Kaymakçı, 2006; Kazancı vd., 2012) ve Neojen havza dolgularının üzerini kaplamaktadır. Kuvaterner yaşlı faylar ve graben kenarları boyunca karbonat kayalar içerisinde oluşan çatlak sırtları (fissure ridge), meteorik suların izlediği yollar olmuş ve yüzeye doğru hidrotermal akış olarak yükselmiştir (Altunel ve Hancock, 1993a,b; Minissale vd., 2002; Dilsiz, 2006; Brogi ve Capezzuoli, 2009; Özkul vd., 2013).



Şekil 1. Denizli ve Acıgöl Havzalarının basitleştirilmiş jeolojisi haritası ve karasal karbonat çökeltilerinin (travertine-tufa) dağılımı (Sun, 1990).

Figure 1. The simplified geological map of Denizli and Acıgöl Basins and distribution of terrestrial carbonates (travertine-tufa) (after Sun, 1990).

Acıgöl Havzası'nın Stratigrafisi

Acıgöl Havzası, Denizli'nin yaklaşık 50 km kuzeydoğusunda bulunan, güneye doğru derinleşen KD-GB uzanımlı, asimetrik bir grabendir (Şekil 1). Graben, Batı Anadolu'da Neotektonik dönem boyunca etkin olan açılma rejimi sonucu oluşmuş, KD-GB gidişli normal faylarla sınırlandırılmış ve yaklaşık 30 km uzunluğunda, 10 km genişliğinde bir çöküntü havzasıdır (Göktaş vd., 1989; Şenel, 1997; Konak ve Şenel, 2002). Grabeni, kuzeyinde Maymundağı fayı ve güneyinde ise Acıgöl fayı olarak adlandırılan normal faylar sınırlandırmaktadır (Göktaş vd., 1989; Şenel, 1997; Toker 2009; Toker vd., 2012; Toker 2017). Bu ana tektonik yapılar, havza içinde NaSO_4 'ca zengin playa tipi bir gölün (Acıgöl) oluşmasına neden olmuşlardır. Mg-HCO_3 ve Na-SO_4 'ca zengin yeraltı suları ve kaynak sularından beslenen göl, mevsimsel evaporasyona bağlı Na-Cl-SO_4

gibi sülfat çökeltilerini biriktirmektedir (Mutlu vd., 1999). Acıgöl grabeninin temelinde Likya naplarına ait Mesozoyik yaşlı karbonat kayaları ile ultramafik kayalar bulunmaktadır (Göktaş vd., 1989; Şenel, 1997; Konak ve Şenel, 2002). Likya naplarına ait bu temel kayalar Oligosen dönemindeki yükselme ve bölgedeki gözlenen genel bir karasallaşmadan dolayı, aşınarak molas tipi karasal kaba kırıntılıların gelişmesine neden olmuşlardır (Koçyiğit, 1984, 2005; Göktaş vd., 1989; Sözbilir, 2005; Toker, 2009; Toker vd., 2012). Bu molas tipi karasal konglomeratik birim, Üst Miyosen-Pliyosen tortulları tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Şekil 2). Göktaş vd., (1989) tarafından Kızılören Formasyonu ve Akarca Formasyonu olarak adlandırılan bu Neojen yaşlı birimler, Hasandede Grubu altında incelenmiştir (Şekil 2). Daha sonraki çalışmalarda, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı

konglomera, çamurtaşı-kumtaşı, killi kireçtaşı-marn gibi gösel çökellerden oluşan bu birim, Şenel (1997) tarafından Çameli Formasyonu olarak isimlendirilmiş ve bu formasyon, Kızılören üyesi, çamurtaşı-marn üyesi ve kireçtaşı üyesi olarak ayrılmıştır (Şekil 2).

MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanı olarak seçilen Gürlek-Kocabaş travertenleri 2012-2014 yılları arasında ayrıntılı olarak çalışılmış (Toker vd., 2015), paleoortamsal ve paleoklimsel gelişimini ortaya koymak

Sistem	Seri	Kat	DENİZLİ	ACIĞÖL						
	(My)		Sun, 1990; Alçıçek vd.,2007)	(Göktaş vd., 1989)	(Şenel, 1997)	(Bu çalışmada)				
KUVATERNER	0.01	Holosen	Alüvyon Traverten	Alüvyon	Alüvyon yelpazesi, alüvyon	Alüvyon yelpazesi				
		Tarantiyen	Asartepe Fm.			Traverten				
		İyonyen					Tüfa			
		Kalabriyen								
NEOJEN	2.58	Geç	Kolonkaya Fm.	Akarca Fm.	Kireçtaşı Üyesi	Çamurtaşı-marn, killi kireçtaşı Üyesi				
		Erken					Zankliyen	Hasandede Grubu	Çamurtaşı-marn Üyesi	Çameli Formasyonu
	5.3	Geç		Mesiniyen	Kızılören Fm.	Kızılören Üyesi				
		Erken					Tortoniyen	Sazak Fm.		
	MIYUSEN	23.0		Orta	Burdigaliyen	Kızılburun Fm.			Serravaliyen	Langiyen
				Erken			Akitaniyen	Kızılburun Fm.		

Şekil 2. Denizli ve Acıgöl Havzalarının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesitleri (Göktaş vd., 1989; Şenel, 1997; Alçıçek vd., 2007 çalışmalarından faydalanılmıştır).

Figure 2. Generalized stratigraphic columnar sections of Denizli and Acıgöl Basins (after from Göktaş et al., 1989; Şenel, 1997; Alçıçek et al., 2007)

Kuvaterner yaşlı karasal karbonatlar (traverten ve tufa), bu Üst Miyosen- Pliyosen yaşlı birimlerin üzerine uyumsuz olarak örtmekte ve grabenin kuzey sınırını oluşturan Maymundağı fayı bu genç karbonat çökellerin de sınırını oluşturmaktadır (Toker, 2009; Toker, 2017). Havzanın en genç birimlerini, alüvyon yelpazeleri ve alüvyon çökelleri oluşturmaktadır.

amacıyla çeşitli analizler için örneklemeler yapılmıştır. Elde edilen analiz sonuçları, bu çalışmada Örtülü traverten çökelleri ile karşılaştırmalı olarak sunulmuştur. Bu amaçla, Örtülü traverten çökelinin kalınlığının belirlenmesi ve düşey yöndeki fasiyes değişimlerinin ayrıntılı olarak izlenebilmesi için terkedilmiş Örtülü traverten ocağı ve çevresinden toplam yaklaşık

10'ar metrelik sondajlar yapılmıştır. Sondaj logundan sistematik olarak alınan örnekler, çeşitli analizler için hazır hale getirilmiştir. Ayrıca, Örtülü traverten ocağından sahada taşınabilir el karotiyeri yardımıyla yaklaşık 1» (2.54cm) çapında silindirik numuneler alınarak ince kesit analizleri yapılmıştır. Toplam 75 traverten örneği, duraylı izotop, yaşlandırma ve polen analizleri için derlenmiştir. U/Th radyometrik yaş analizi için özellikle sıkı tutturulmuş, açık renkli, kırıntı içeriğine sahip olmayan, kompakt traverten seviyelerinden örneklemeler yapılmıştır. Polen analizi için hem karbonatlı hem de paleosol seviyelerinden sistematik olarak örnekler derlenmiştir. Karotlu sondaj, Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde, ince kesit analizleri, Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, ince kesit laboratuvarında, duraylı izotop verileri, Arizona Üniversitesi (Amerika) izotop Jeokimya laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Yaşlandırma analizi olarak U/Th radyometrik yöntemi kullanılmış ve analizler, Geotop Quebec (Kanada), yaşlandırma laboratuvarında yapılmıştır. Palinolojik çalışmaların bir kısmı Floransa Üniversitesi, Yerbilimleri Bölümü, Palinoloji laboratuvarında yapılırken, bir kısmı da Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Bölümü'nde gerçekleştirilmiştir.

Traverten çökellerinin litotip tanımlamaları, Guo & Riding (1998) çalışması temel alınarak yapılmıştır. Travertenlerin çökelleme sistemlerinin tanımlanmasında Guo&Riding (1998) ve Pedley (1996) çalışmalarından yararlanılmıştır. Kırıntılı birimlerin tanımlanmasında Mial (1977) fasiyes çalışmalarından faydalanılmıştır.

Gürlek-Kocabaş Traverten Çökelleri

Gürlek-Kocabaş travertenleri, Denizli Graben Havzası'nın güneydoğu kenarında, Denizli iline bağlı Gürlek ve Kocabaş yerleşim yerlerinde belirgin olarak gözlenmektedir. (Şekil 1). Traverten çökellerinin kalınlığı yaklaşık 40 m

olup, ~33.7 km²'lik yüzölçümüne ve tahmini 1 km³'lük bir hacme sahiptir (Özkul vd., 2103). Bu travertenlerin güneyinde Honaz traverten ve tufaları, kuzeyinde ise yaklaşık 30 traverten işletmesinin bulunduğu en geniş ve kalın Kaklık-Ballık traverten çökelleri bulunmaktadır (Şekil 1). Gürlek bölgesinde, başlıca laminalı (laminated), gaz baloncuklu (coated-gas bubble), kamış (reeds), ince zarflı yapılar (paper-thin raft), havza-içi (intraclasts) ve havza-dışı taneler (extra-clast) belirgin litotiplerdir (Toker vd., 2015). Paleosol seviyeleri, maksimum 60 cm kalınlığında ve traverten çökelinin durakladığı dönemlerde depolanmışlardır. Kocabaş mevkisindeki traverten çökelleri, aktif olmayan çatlak sırtlarında gelişen yaklaşık 16 m kalınlığa sahip düşey yönde bantlı travertenlerdir (Altunel ve Karabacak, 2005; Özkul vd., 2013). Bu travertenlerde yapılan U/Th ve termolimünesans yaşlandırma tekniklerine göre, 90 bin yıl ile > 400 bin yıl arasında bir çökelim yaşı verirken (Özkul vd., 2004; Altunel ve Karabacak, 2005; De Flippis vd., 2012; Özkul vd., 2013; Çizelge 1). Gürlek bölgesindeki travertenlerin U/Th analiz sonuçları 85 bin yıl ile 231 bin yıl arasında yaş vermiştir (Özkul vd., 2013; Toker vd., 2015; Çizelge 2) (Şekil 3). Gürlek travertenlerinde $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerleri, ‰1,4 ile ‰2,6 (V-PDB) arasında iken $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰ -10,5 ile ‰ -6,4 (V-PDB) arasındadır (Toker vd., 2015). Traverten litotipleri, bataklık-havuz (marsh-pool) ve havuz düzlüğü (flat-pool) fasiyeslerini karakterize etmektedir (Toker vd., 2015). Bu travertenler, sığ-havuz veya çöküntü çökelleme sistemi içinde depolanmışlardır. Gastropod ve yengeç kalıntıları oldukça belirgin olarak gözlenmektedir (Şekil 3). Palinolojik çalışmalarda elde edilen sonuçlara göre, karbonatlar içerisinde çok az polen verilerine rastlanırken, paleosol seviyeleri çok zengin palinomorflar içermektedir (Toker vd., 2015) (Şekil 4). Elde edilen bazı palinomorflar başlıca, *Quercus*, *Castanea*, *Compositae-Tubuliflorea*, *Centaurea* (Compositae), *Poaceae*, çeşitli *Tricolporat* polenler, fungal spor ve Zooplanktonlar'dır (Şekil 4).



Şekil 3. Gürlek-Kocabaş traverten ocağının panoramik görünümü (bakış yönü KB) (Toker vd., 2015). Traverten aynalarının yakından görünümü (orta) ve durgun havuz ortamını karakterize eden gastropod kavkuları (detay görüntüleri en altta), yaneç parçaları ve ayrıca fosilleşmiş bitki sap ve yaprakları.

Figure 3. The panoramic view of Gürlek-Kocabaş travertine quarry (direction of view from NW) (from Toker et al., 2015). The close to travertine benches (middle) and gastropods (details showed at bottom), crap fragments and fossilized plant root and leaf imprints.

Çizelge 1. Gürlek-Kocabaş ve Örtülü travertenlerinin fasiyes tipleri ve depolanma ortamları**Table 1.** The facies types and depositional systems of the Gürlek-Kocabaş and the Örtülü travertine deposits

	Gürlek-Kocabaş Travertenleri (Denizli Havzası) (Özkul vd., 2013; Toker vd., 2015)	Örtülü Travertenleri (Acıgöl Havzası) (<u>Bu çalışmada</u>)
Litotip	Laminalı, gaz kabarcıkları, Çalılar (reeds), İnce zarflar (paper-thin rafts), Havza-içi ve Havza-dışı taneler	Laminalı, Çalı (shrub), ince zarflar, kristalin kabuk, pizoid, havza-içi ve havza- dışı taneler
Fasiyes	Bataklık-havuz (marsh-pool) havuz düzlüğü (flat-pool)	Teraslı yamaç fasiyesi (Terrace slope) Hafif yamaç fasiyesi (Smooth slope) Havuz düzlüğü (Flat-pool), bataklık-havuz (marsh- pool), çalı düzlüğü (shrub-flat)
Kalınlık (m)	~40 m	~20 m
Yanal devamlılık	Yüzlerce metre	Birkaç yüz metre
Erozyonal yüzey	Eski toprak (paleosol) karstik boşluklar	Eski toprak (paleosol) Karstik boşluklar, mikro-dikitler Erime-çözünme boşlukları
Yaş (U/Th)	>231- 85 bin yıl (Gürlek)	~500- 308 bin yıl
Fauna	Gastropodlar, Yengeç kalıntıları	Ostracodlar, algler
Flora	<u>Arboreal plants:</u> Pinaceae (<i>Pinus</i> and <i>Abies</i>) <u>Non-arboreal plants</u> <u>Grassland species</u> Asteraceae–Asteroideae Asteraceae–Cichorioideae Poaceae	<i>Pinus</i> <i>Quercus illex</i> <i>Artemisia</i> Poaceae
Tektonik yapılar	-D-B uzanımlı Honaz fayı, -KB-gidişli günümüzde aktif olmayan çatlak sirtları,	-KD-GB uzanımlı Acıgöl Grabeninin kuzey sınırı Maymundağı Fayı -Maymundağı Fayı'na paralel gelişen sintetik faylar
Depolanma Ortamı	Çöküntü depolanma sistemi içinde durgun/düşük enerjili sığ göl ortamı	-Çöküntü Depolanma Sistemi (durgun/düşük enerji) -Yamaç Depolanma Sistemi (çalkantılı/ eğimli, enerji yüksek)

Örtülü Traverten Çökelleri

Örtülü travertenleri, Acıgöl Graben'inin yaklaşık 5 km kuzeyinde yer alan Afyon iline bağlı Örtülü Köyü civarında yüzlek vermektedir (Şekil 1). Bu karasal karbonatlar, Örtülü Köyü ve çevresinde hidrotermal çıkışlı traverten çökelleri olarak temsil edilirken, güneye doğru (Sarıkavak tufa) akarsu tufa çökellerine geçiş göstermekte ve

graben sınırına kadar devam etmektedir (Şekil 1). Terkedilmiş traverten ocağı içinde yapılan sondajda, Örtülü traverten çökellerinin kalınlığının toplam 20 m civarında olduğu, bu traverten çökellerinin Oligosen yaşlı konglomeratik istifin üzerinde depolandığı görülmüştür. Travertenler, laminalı (laminated), kristalin kabuk (crystalline crust), çalı (shrub), kamış (reeds), ince zarflı

yapılar (paper-thin raft), pizolit, havza-içi taneler (intraclasts) ve havza-dışı taneler (extraclasts) gibi belirgin litotiplerden oluşmaktadır (Şekil 5). Örtülü travertenlerinde görülen sıkı ve beyaz renkli kristalin kabuk litotipi, suyun akış yönü boyunca mikro boyutta teras yapıları oluşturmaktadır (Şekil 5D). Paleosol seviyeleri oldukça belirgin ve karstik boşluklar da oldukça yaygındır. Karstik boşlukların içerisinde mikro boyutta dikitler (stalagmite) gelişmiştir (Şekil 5E). Konglomera, kumtaşı, silttaşı gibi kiremit kırmızı rengindeki kırıntılı birim, traverten çökellerinin altında tipik moloz akması şeklinde gözlenmektedir (Şekil 6B). Havza-dışı taneler, ortalama 12 cm, maksimum 20cm çapında, egemen olarak Oligosen konglomeralarına ait kireçtaşı, harzburjit, dünit gibi çakıllardan oluşmaktadır (Şekil 6B). Litotipler, hafif yamaç (smooth slope), teraslı yamaç (terrace slope), havuz düzlüğü (Flat-pool), sığ, otsul havuz (marsh- pool), çalı düzlüğü (shrub-flat) fasiyeslerini karakterize etmektedir. Bu fasiyeslerin, yanıl ve düşey yönde devamlılığı ve birbirleriyle olan ilişkileri incelendiğinde, Örtülü travertenlerinin yamaç (slope) ve çöküntü (depressional) depolanma sistemleri içerisinde oluştuğu görülmüştür (Şekil 5). U/Th verileri, Örtülü travertenlerinin yaklaşık 500 bin yıl önce çökelmeye başladığı ve

308 bin yıl önce traverten çökeliiminin tamamen durmuş olduğunu göstermiştir (Çizelge 3; Şekil 5A, G). Önceki çalışmalarda, Sarıkavak tufa çökellerinin üst seviyelerinden elde edilen U/Th yaş verileri, 80 bin yıl yaşı vermiştir (Toker 2017). Örtülü travertenlerinden elde edilen duraylı izotop verilerine göre $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerleri; ‰-1,54 ile ‰1,5 (V-PDB) arasında ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri; ‰-10,78 ile ‰-9,76 (V-PDB) arasında değişmektedir. Örtülü traverten ocağından alınan tupa örneklerinden elde edilen ince kesit çalışmalarında, gastropodlar az da olsa bulunurken, mikrit çamuru içinde Ostrakod kavkuları ve algelere yaygın olarak rastlanılmaktadır (Şekil 6A, C ve D). Palinolojik çalışmalar, paleosol seviyelerinin daha zengin olduğunu göstermektedir. Bu seviyelere ait örneklerde çeşitli otsul formlar (Poaceae, Asteraceae-tubuliflorea, Asteraceae, *Artemisia*, Asteraceae-Cichorioideae-ligulifloreae tip, Polygonaceae; *Polygonum persicaria*, Geraniaceae, Chenopodiaceae) bulunmuştur (Şekil 7). Ayrıca, travertenlerden elde edilen polen verilerine göre gymnosperm polenlerden Pinaceae ailesine ait bitkileri (örn. *Pinus*, *Cedrus*), ve angiosperm polenlerin (örn. *Quercus*, *Castanea*) varlığı ve zaman zaman bolluğu belirlenmiştir (Şekil 7).

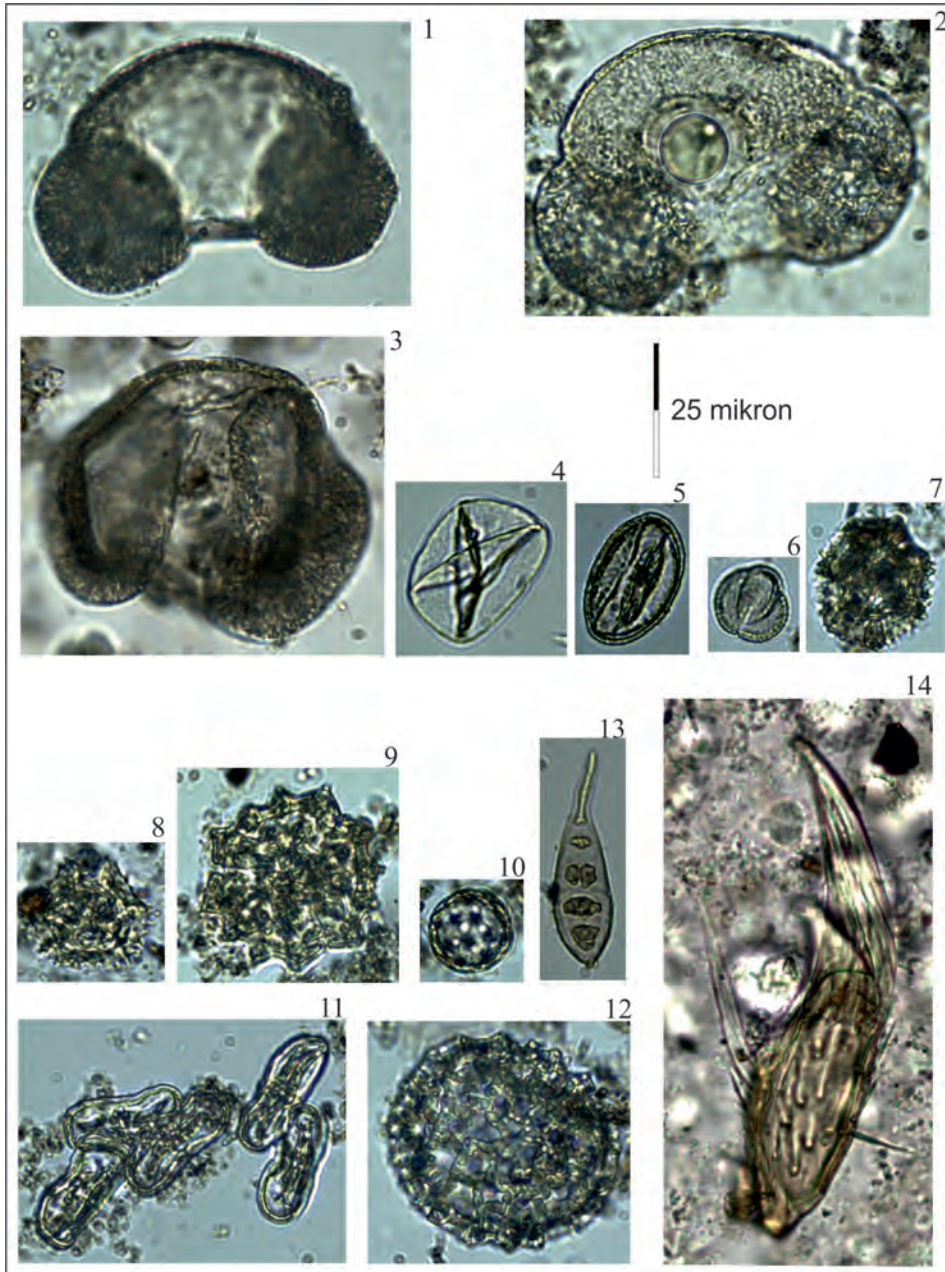
Çizelge 2. Gürlek-Kocabaş travertenlerinden elde edilen U/Th radyometrik yaş analiz sonuçları**Table 2.** U/Th dating results obtained from the Gürlek-Kocabaş travertines

Örnek No (Toker vd., 2015)	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	²³⁴ U/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³⁰ Th/ ²³² Th	Yaş (bin yıl)
S1-10K	0.3533	0.0045	1.2145±0.008	0.6281±0.004	184.559±1.16	103.778±1.4
S1-1K	0.1372	0.0037	1.2148±0.007	0.8168±0.007	113.821±1.09	169.335±3.8
S2-10K	0.3132	0.0877	1.2119±0.007	0.6578±0.006	8.6968±0.09	104.000±3.9
S2-1K	0.0723	0.0169	1.2120±0.008	0.8522±0.009	13.5088±0.1	181.267±7.7
S3-14K	0.1920	0.0100	1.393±0.01	0.6929±0.01	54.2065±0.5	118.3170±3
S3-12K (b)	0.2157	0.0026	1.2184±0.03	0.7058±0.01	217.4143±4	125.9506±3
S4-39K	0.3764	0.2103	1.4626±0.01	0.6097±0.009	4.8774±0.08	85.512±5.8
S4-41K	0.3450	0.0058	1.2473±0.009	0.6440±0.008	7.3117±0.1	99.865±4.5
S4-38K	0.4051	0.1835	1.2585±0.007	0.6764±0.008	5.7433±0.08	106.217±5.9
S4-32K	0.1282	0.0294	1.2400±0.01	0.7377±0.01	12.1999±0.2	131.493±4.8
S4-15K	0.1109	0.0182	1.2263±0.009	0.7474±0.01	17,0234±0.2	139,9060±4
Örnek No (Özkul vd., 2013)	²³⁸ U (ppb)	²³² Th (ppt)	δ ²³⁴ U	²³⁰ Th/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³² Th	Yaş (bin yıl)
GRL-1	84.17± 0.60	124,905± 14	246 ±10	1.196 ±0.030	13.31 ± 0.35	231,517 ± 26,6
GRL-2b	184.3 ± 1.1	144,009± 17	275.9 ± 8.5	0.921 ± 0.021	19.47 ± 0.49	114,341 ± 10,0
GRL-3	159.73± 0.93	27,375± 206	282.3 ± 8.7	0.933 ± 0.011	89.9 ± 1.2	128,779 ± 37
GRL-4b	205.7 ± 1.2	3993 ± 101	260.5 ± 9.3	0.8194 ± 0.006	697 ± 18	108,652 ± 19
KB-20	9.209± 0.071	3.3 ± 8.4	239 ± 14	0.714 ± 0.011	33,036 ± 84,54	90,463 ± 26
KB-21	10.560± 0.08	96.9 ± 6.2	152 ± 13	0.6821 ± 0.008	1228 ± 79	95,098 ± 26
KB-22	15.53 ± 0.16	666.1 ± 9.1	180 ± 18	0.894 ± 0.011	344.0 ± 5,4	144,908 ± 62

Çizelge 3. Örtülü travertenlerinden elde edilen U/Th radyometrik yaş analiz sonuçları**Table 3.** U/Th dating results obtained from the Örtülü travertines

Örnek No (bu çalışmada)	²³⁸ U (ppb)	²³² Th (ppb)	²³⁰ Th/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³² Th	Yaş (bin yıl)
14SK-05	0.3528	0.6242	1.1897	2.0553	n.d.
14SK-08	0.2028	0.0166	1.1308	42.2275	308.878±9.20
SL-1/8	503,6639	567,6871	1,1425	3,0980	474,733±54
SL-1/5-1	390,7400	399,6334	1,1388	3,4031	436,642±34
SL-1/12	436,2328	532,7401	1,1345	2,8775	358,613±57

n.d. yaş verisi elde edilememiştir.

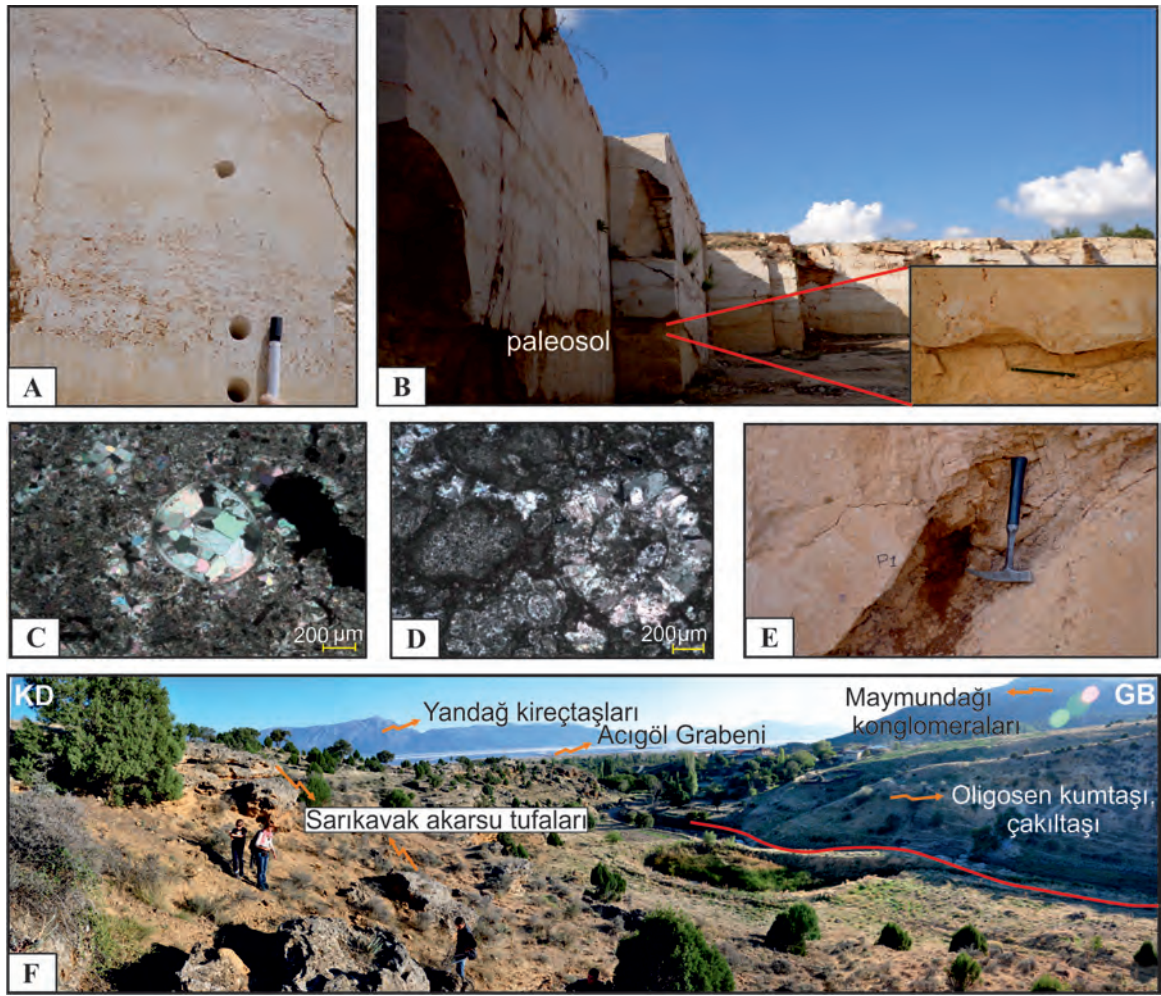


Şekil 4. Gürlek-Kocabaş travertenlerinden elde edilen palinomorflar. (1-3) Pinaceae (4) Poaceae; (5) *Quercus*; (6) Asteraceae, *Artemisia*; (7,8) Asteraceae-Cichorioideae-ligulifloreae tip (9) Asteraceae-tubuliflorea tip; (10) Chenopodiaceae; (11) Apiaceae; (12) Polygonaceae; *Polygonum persicaria* (13) Fungal spor; (14) Zooplankton;
Figure 4. The palynomorphs obtained from Gürlek-Kocabaş travertines. (1-3) Pinaceae; (4) Poaceae; (5) *Quercus*; (6) Asteraceae, *Artemisia*; (7,8) Asteraceae-Cichorioideae-ligulifloreae; (9) Asteraceae-tubuliflorea; (10) Chenopodiaceae; (11) Apiaceae; (12) Polygonaceae; *Polygonum persicaria*; (13) Fungal spor; (14) Zooplankton



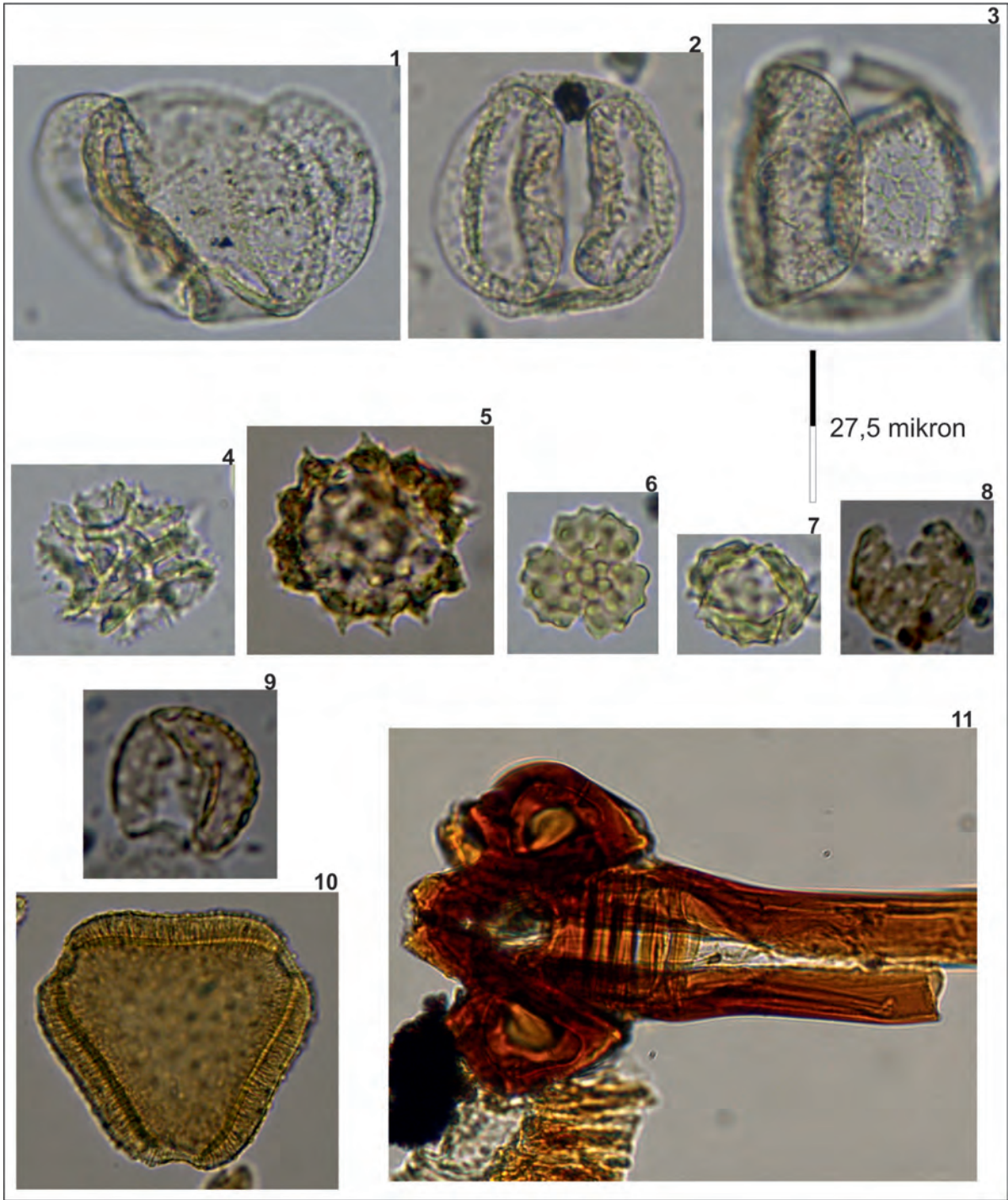
Şekil 5. (A) Çöküntü Depolanma (ÇDS) ve Yamaç Depolanma (YDS) sistemleri içinde çökelen Örtülü travertenlerinin arazideki görünümü, tavan seviyesinden alınan U/Th yaş verisi; (B) Paleosol seviyesinin üzerine kanal yapısı şeklinde kazıyarak gelişen kamış litotipleri ve (C) karstik boşluklar sonucu oluşan (E) mikro dikitler (stalagmite); (D) hafif yamaç sisteminde oluşan teraslı kristal kabuk (crystalline crust) litotipi; (F) travertenlerin üst kısımlarında gözlenen erime, çözünme boşlukları; (G) terkedilmiş traverten sahası içinde alınan sondaj karotunun yakından görünümü ve sondaj logundan elde edilen yaş verisi.

Figure 5. (A) The panoramic view of the Örtülü travertines precipitated in Depression Depositional (DDS) and Slope Depositional (SDS) Systems; (B) Reed lithotypes occurred on palaeosol level scouring as channelized form and (C) micro-stalagmites; (E) observed in karstic solutions; (D) terraced crystalline crust lithotype formed in smooth slope system; (F) dissolution cavities observed in upper part of the travertines; (G) The closer view of drilling log from abandoned quarry and dating result obtained from drilling log.



Şekil 6. (A) Örtülü travertenlerine ait çalı tipi ve havza-içi taneli litotip seviyelerinden alınan tapa örnek noktaları; (B) Terkedilmiş traverten ocağının genel görünümü (güneybatıdan kuzeydoğuya bakış) ve aşındırmalı bir şekilde kırıntılı birimin üzerine gelen havza-dışı taneler (max.çakıl boyu 12cm); (C) ostracod kavkısı, eş boyutlu bloklı spar kalsitleriyle doldurulması (çift nikol); (D) (A)'deki çalı litotipini üzerleyen havza-içi taneli birimin ince kesit görüntüsü, iki farklı yeşil alg, spar- kalsit ile yeniden kristallenmiştir;(E) traverten çökellerini kırıntılı (kahverengi renkte) birimden belirgin bir şekilde ayıran paleosol seviyesi; (F) Acıgöl Grabeni'ne doğru Sarıkavak akarsu tufalarının arazi görünümü

Figure 6. (A) The plug sample points taken from shrub and lithoclast lithotypes of Örtülü travertines; (B) The panoramic view from SE of abandoned travertine quarry and extra-clastic pebbles (max.clast size is 12cm) overlain with erosive basement on detritals; (C) thin section image of ostracod shell filled by equidimensional spar calcite; (D) .thin section image from intra-clast lithotype which deposited on shrub lithotype showed in -A- and two different green algae are observed re-crystallized by spar-calcite; (E) Palaeosol level which significantly separated from detritals (brownish color) to travertine levels; (F) The field view of Sarıkavak fluvial tufas through to the Acıgöl Graben.



Şekil 7. Sarıkavak travertenlerinden elde edilen palinomorflar. (1-3) Pinaceae (4) Asteraceae-Cichorioideae-ligulifloreae tip; (5-7) Asteraceae-tubuliflorea tip; (8,9) Chenopodiaceae; (10) Geraniaceae; (11) Zooplankton

Figure 7. The palynomorphs obtained from Sarıkavak travertenlerinden. (1-3) Pinaceae (4) Asteraceae-Cichorioideae-ligulifloreae tip; (5-7) Asteraceae-tubuliflorea tip; (8,9) Chenopodiaceae; (10) Geraniaceae; (11) Zooplankton

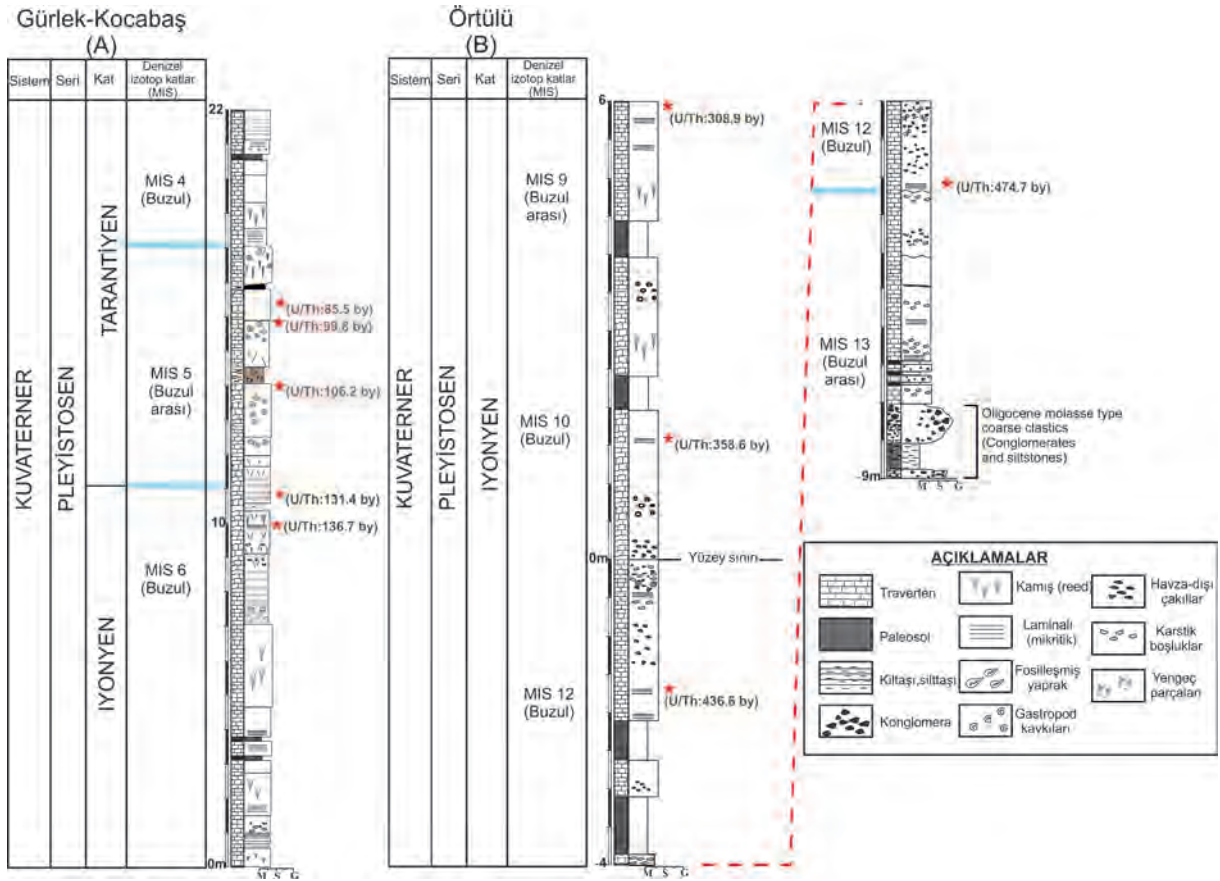
TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Denizli Havzası içerisinde bulunan Gürlek-Kocabaş travertenleri ile Acıgöl Havzasındaki Sarıkavak tufaları daha önceki çalışmalarda ayrıntılı olarak incelenmiştir (Özkul vd., 2013; Toker vd., 2015 ve Toker, 2017). Bu çalışmada, özellikle Örtülü travertenleri ile Gürlek-Kocabaş traverten çökelleriyle olan benzerlik ve farklılıklar, elde edilen ilk bulgularla ortaya konulmaya çalışılmıştır. İncelenen traverten çökelleri, Orta-Geç Pleyistosen döneminde, bölgedeki aktif tektonik hareketlenmeye bağlı olarak hidrotermal suların yüzeye çıkmalarıyla sığ göl veya havuz (pool) gibi çöküntü depolanma sistemleri içerisinde depolanmış olabileceğini, ilk veriler ışığında söylemek mümkündür. Traverten çökeli her zaman kesintisiz olarak devam etmemiş yer yer çeşitli nedenlerle (tektonizma, paleoklimsel salınımlar gibi) traverten çökeli duraksatmış ve paleosol seviyeleriyle birlikte yüksek düzeyde kırıntı girdilerinin ortamda birikmesine neden olmuştur.

Gürlek-Kocabaş travertenlerinde yatay laminalanma (mikritik traverten) belirgin olarak gözlenmekte ve maksimum kalınlığı 50 cm'yi geçmeyen birkaç paleosol seviyeleri dışında kesintisiz yüzlerce metre yanal devamlılık görülmektedir. Örtülü travertenleri ise, hem yatay laminalanma (mikritik traverten) ve hem de topoğrafya ile uyumlu bir şekilde hafif eğimli bir laminalanma sunmaktadır (Şekil 5). Güneye doğru eğimli laminalanmalarda gözlenen mikro teraslı, kristalin kabukların (crystalline crust) varlığı, suyun akış hızına bağlı olarak ani bir depolanmanın gerçekleştiğini göstermektedir. Örtülü travertenlerinde çalı (shrub) litotipi oldukça belirgin olarak gözlenirken Gürlek-Kocabaş travertenlerinde çalı litotipine hiç rastlanılmamaktadır. Bu litotipinin varlığı, Örtülü travertenlerinin, çalkantılı suların oluşturduğu sığ bir havuz ortamında depolanmış olabileceğini düşündürmektedir. Örtülü travertenlerinde gözlenen bir diğer belirgin özellik, kahverengi,

kiremit kırmızısı renklerinde çakıl, silt, kil gibi kırıntılıların, bu çökme ortamını hızlı bir şekilde doldurmuş olmasıdır. Moloz akması gibi görünen bu tabaklanmasız istif, traverten çökeli için çeşitli nedenlerle durmasıyla birlikte çökme ortamına taşınarak havzayı neredeyse tamamen doldurmuştur. Paleosol seviyesi, moloz akması gibi görünen bu kırıntılı birim ile traverten çökelleri arasında yer almaktadır. Yaklaşık 30 cm kalınlığa sahip bu organik maddece zengin eski toprak, traverten çökeli için duraksadığı dönemde bu ortama çevreden taşınan çeşitli polenleri bünyesinde barındırmaktadır. Elde edilen ilk polen verilerine göre, genellikle otsul ve açık tohumlu bitkilere ait polenlerin varlığı (*Pinaceae*, *Cedrus*, *Artemisia*, *Quercus*) bölgede iklimsel salınımlar açısından da önemli veriler içermekte, *Artemisia* formunun varlığı, bu karasal karbonatların çökeliğinde, serin ve kurak iklim koşullarını işaret etmektedir.

Gürlek-Kocabaş travertenlerinin kesin olarak ne zaman çökmeye başladığı netleşmemiş olsa da traverten ocağının taban ve tavan seviyelerinden alınan U/Th yaş verileri 231 bin yıl önce de çökeliğine devam etmiş olduğunu ve yaklaşık 85 bin yıl önce traverten çökeli için tamamen durmuş söylemek mümkündür (Özkul vd., 2013; Toker vd., 2015). Ancak Örtülü travertenleri, sondajlardan elde edilen yaş verilerine göre, ~500 bin yıl önce çökmeye başlamış ve ~308 bin yıl önce traverten çökeli için durmuş olduğu elde edilen U/Th radyometrik yaş analizi sonucunda ortaya çıkmıştır (Şekil 8). Bununla birlikte, Örtülü travertenleri, Acıgöl Graben Havzasına doğru akarsu tufalarına (Sarıkavak tufa) geçmekte ve bu tufaların tavan seviyesinden elde edilen yaş verileri 80 bin yıl önce bu bölgede karasal karbonat çökeli için tamamen bitmiş olduğunu göstermektedir (Toker, 2017). Karşılaştırılması yapılan bu iki farklı traverten çökeli bakıldığında, hem buzul-arası ve hem de buzul dönemlerinde çökeliğine devam ettikleri görülmüştür (Şekil 8).



Şekil 8. Gürlek-Kocabaş (A) ve Örtülü (B) travertenlerinin araziden alınan ölçülü stratigrafik kolon kesitleri ve denizel izotop katlarının gösterilmesi

Figure 8. Measured stratigraphic columnar sections obtained from Gürlek-Kocabaş (A) and Örtülü (B) travertines and illustrated marine isotopic stages (MIS)

Bilindiği gibi farklı çökme sistemleri (slope, çatlak sırtı ve havuz) içerisinde gelişen travertenlerin duraylı izotop verilerinde de farklılıklar olmaktadır (Fouke, 2000). İncelenen traverten çökellerinde duraylı izotop verilerinde bazı farklılıklar bulunmuştur. Gürlek-Kocabaş travertenlerindeki $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerlerinin, Örtülü travertenlerin değerlerinden biraz daha pozitif olması: 1) tektonik aktiviteye bağlı olarak hidrotermal suların dolaşımı ve hızlı CaCO_3 çökelişi; 2) C4 bitkilerinin fazlalığı; 3) Evaporasyon etkisi gibi nedenler sıralanabilir. Bu durumda, Örtülü travertenlerdeki az negatif değerler için, derin kökenli sularla taşınan CO_2 'in

yüzey sularıyla karışarak C izotop değerlerini düşürmesi olarak yorumlanabilir.

$\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop değerleri, incelenen iki traverten alanında da birbirlerine çok yakın değerler çıkmasına rağmen Gürlek-Kocabaş travertenlerinde biraz daha düşük negatif değerler dikkat çekmektedir. Düşük negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerleri için, göl içerisindeki evaporasyonun varlığından bahsetmek mümkündür.

İncelenen traverten çökelleri, dünyanın çeşitli yerlerindeki traverten oluşumlarıyla benzerlikler göstermektedir. Özellikle tektonik hareketlenmenin yoğun olarak gözlemlendiği İtalya'nın merkez ve

güney bölgelerinde hidrotermal kaynaklar geniş bir alana yayılmaktadır (Craig, 1963; Guo ve Riding, 1998; Bertini vd., 2008; Facenna vd., 2008; Brogi ve Capezzuoli, 2009; Pedley, 2009; Capezzuoli vd., 2014). Toskana Bölgesindeki Rapolano Terme'deki travertenler, Geç Pleyistosen döneminde başlayıp günümüze kadar çökeline devam etmektedir (Guo ve Riding, 1998). İlk defa Rapolano Terme'deki travertenlerde rastlanan ve belirgin bir morfolojik özellik sunan çalı (shrub) litotipi, Örtülü travertenlerinde de belirgin olarak gözlenmiştir. Gürlek-Kocabaş ve Örtülü travertenleri gibi, Rapolano Terme'deki traverten çökellerini oluşturan suların kaynağını Üst Triyas-Üst Kretase yaşlı kireçtaşları oluşturmaktadır (Guo ve Riding, 1998). Bagni di Tivoli 'deki travertenler de (Roma'nın 30 km doğusunda) morfolojik olarak güneye doğru eğimli bir çöküntü havzasında (yamaç ve çöküntü depolanma sistemi), Orta-Üst Pleyistosen döneminde çökelmişlerdir (Facenna vd., 2008).

Bu çalışmada, sedimantolojik, jeokimyasal, petrografik ve palinolojik analizler sonucu elde edilen ilk bulgular ile Gürlek-Kocabaş ve Örtülü travertenlerinin benzerlik ve farklılıkları ortaya konulmaya çalışılmıştır. Elde edilen sonuçlar, aşağıda maddeler haline verilmektedir.

- İncelenen Gürlek-Kocabaş travertenleri (Denizli Grabeni), su akış enerjisinin daha düşük, tektonizmanın yer yer etkili olduğu çöküntü depolanma sistemi içerisinde çökelirken, benzer tektonik hareketlenmelerden etkilenen Örtülü travertenleri (Acıgöl Grabeni) ise, çöküntü ve enerjinin zaman zaman yükseldiği, topoğrafyaya bağlı olarak eğimli bir laminalanma gösteren yamaç depolanma sistemleri içinde depolanmışlardır. Örtülü travertenlerinde sıkça gözlenen çalı (shrub) yapısı da sığ ve çalkantılı bir ortamı karakterize etmesi açısından oldukça önemli olup, mikro-teraslı, kristalin kabuk litotipinin görülmesi, Örtülü travertenlerinin yamaç

depolanma sisteminde çökelmiş olduğunun önemli bir göstergesidir.

- Çözünme-erime yapıları, küçük mağaracıklar ve içlerinde gelişen mikro-dikitler (stalagmite) Örtülü travertenlerinin, Gürlek-Kocabaş travertenlerine göre daha karstik bir yapıya sahip olduğunu göstermektedir.
- U/Th yaş verilerine göre, Acıgöl Grabeni kuzeyinde yer alan karasal karbonat oluşumları Orta-Üst Pleyistosen döneminde oluşmuşlardır. Örtülü travertenlerine ait gerek sondaj ve gerekse yüzeyden alınan yaş verilerine göre, bu traverten çökelleri, MIS 13 (buzul arası) döneminde çökelmeye başlamış ve MIS 9 (buzul-arası) döneminde çökme durmuştur (Şekil 8). Ancak traverten oluşumu bitmesine rağmen Acıgöl Grabeni'ne doğru (güneye) akarsu tufa çökellerine (Sarıkavak) geçiş göstererek, MIS 5 (buzul-arası) dönemine kadar çökelim devam etmiştir. Bunun yanı sıra Gürlek-Kocabaş travertenleri, MIS 6 (buzul) dönemde çökeline devam etmiş ve MIS 4 (buzul) döneminde traverten çökeli mi tamamen sonlanmış (Şekil 8).
- Palinolojik olarak iki traverten çökeline de paleosol seviyeleri çok zengin ancak karbonatlı seviyeler oldukça fakir çıkmıştır. Farklı zamanlara ait bu iki palinoflorada, ortamsal koşullarda farklılıklar izlenmiştir. Kocabaş travertenlerindeki paleosol döneminde çevrede yüksek palaeotopoğrafyalı alanların varlığına işaret eden gymnosperm polenlerin varlığı ve bolluğu izlenirken, Örtülü travertenlerinin oluşumu sırasında orta yükseltideki alanların varlığından söz etmek mümkündür. Ayrıca, Örtülü travertenlerinde, serin ve kurak iklim koşullarına işaret eden Artemisia formunun varlığı bu çalışmada gözlenmiştir. Bu bölgesel ölçekte palinofloral farklılıkların paleotopoğrafik ve/veya paleoklimsel koşulların değişimi ile ilgili olduğu düşünülmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada yer alan Gürlek-Kocabaş travertenleri ile ilgili elde edilen veriler, 2010BSP005 no'lu proje kapsamında desteklenmiştir. Örtülü travertenlerine ait veriler, devam eden TÜBİTAK 115Y493 no'lu proje kapsamında elde edilen bulguların bir kısmını içermektedir. Palinolojik verilerin tanımlanmasında ve polenlerin, paleoortam ve paleoklim değişimlerdeki rolü üzerinde yardımlarını esirgemeyen Adele Bertini'ye ve M. Sezgül Kayseri-Özer'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca makalenin gelişmesinde ve yayınlanmasında değerli görüş ve önerileriyle katkı sağlayan Hasan Sözbilir'e ve ismi verilmeyen diğer hakemlere teşekkürü bir borç bilirim.

EXTENDED SUMMARY

Denizli (NW-SE trending) and Acıgöl Basins (NE-SW trending) are crosscut grabens which developed during the Neotectonic extensional period of SW-Turkey. Denizli graben basin is spectacular place for terrestrial calcium carbonate deposits along the northern margin of the graben side. On the other hand, Acıgöl graben basin which is peculiar playa lake in the center of graben called Acıgöl lake and also several hydrothermal springs along the southern margin of the graben side.

Investigated areas are Gürlek-Kocabaş and Örtülü travertines located at the southeastern of the Denizli and northern side of the Acıgöl grabens, respectively. In this study, shallow lake travertine deposits located in Gürlek-Kocabaş (Denizli) and Örtülü (Afyon) settlements have been aimed at comparison with palaeoenvironmental development using by detailed field observation and several analysis such as stable isotope, U/Th radiometric dating, palynology and some petrographic analysis.

The Gürlek-Kocabaş travertines are extended hundered meters and approximately up to 60m thickness. The lithotypes are mainly composed

of laminated, gas bubbles, reeds, paper-thin raft, intra-clast and extra-clast breccias. These lithotypes characterize marsh-pool and flat-pool facies which deposited in shallow-lake or depression depositional system. On the other hand, the lateral extended of Örtülü travertine deposits is several hundered meters and the thickness is up to 20m. Moreover, the lithotypes differently from the Gürlek-Kocabaş travertines lithotypes, are represented by crystalline crust and shrubs. The lithotypes of these deposits indicate smooth slope and terraced slope facies formed in slope depositional system which is related to higher flowing energy. In addition, flat-pool and shrub-flat facies are also observed in Örtülü travertine deposits which formed turbulated shallow-lake or depression depositional system (Çizelge 1). Palaeosol levels are quite common detrital inputs between travertine accumulations. According to stable isotopic results, $\delta^{13}\text{C}$ stable isotopic values are between 1.4‰ and 2.6‰ (V-PDB) in Gürlek-Kocabaş and between -1.54 ‰ and 1.5‰ (V-PDB) in Örtülü travertines. $\delta^{18}\text{O}$ values show that Gürlek-Kocabaş and Örtülü travertines are quite close values; -10.5‰ ile -6.4 ‰ (V-PDB) in Gürlek-Kocabaş and -10.78 ‰ ile -9.76‰ (V-PDB) in Örtülü travertines.

Palynomorphs represented by gymnosperm and herbal angiosperm pollen are scarcely observed in the travertine samples, however these microfloral elements abundant in the palaeosol samples in the Örtülü travertine deposits. Palynoflora defined in the palaeosol level is especially characterized by herb species (Poaceae, Asteraceae-Tubuliflorea, Artemisia, Asteraceae-Cichorioideae-ligulifloreae, Polygonum persicaria, Geraniaceae and Chenopodiaceae). Besides, angiosperm (i.e. Quercus, Castanea) and gymnosperm pollen (i.e. Pinaceae, Cedrus) are accompanied with these species in the samples. Non pollen palynomorphs and other organic material abundantly recorded. This palynoflora data indicates that cold and dry climatic condition could be occurred during the

deposition of palaeosol levels. The both travertine occurrences continued to precipitate either interglacial and or glacial periods.

According to U/Th dating, Örtülü travertine accumulations ceased approximately 308ka ago and later travertine precipitations laterally pass to fluvial tufa (Sarıkavak tufa) deposits to the Acıgöl graben. Moreover, Gürlek-Kocabaş travertine deposits continued to precipitate until 85ka. The differences of these travertine accumulations are the most probably related with hydrothermal water input controlled by tectonic activity during Neotectonic period.

ORCID

Ezher Toker 

<http://orcid.org/0000-0002-1774-5012>

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alçıçek, H., Varol, B. ve Özkul, M., 2007. Sedimentary facies, depositional environments and palaeogeographic evolution of the Neogene Denizli Basin of SW Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology* 202, 596–637.
- Altunel, E. ve Hancock, P.L., 1993a. Morphology and structural setting of Quaternary Travertines at Pamukkale, Turkey. *Geological Journal*, 28, 335 – 346.
- Altunel, E. ve Hancock, P.L., 1993b. Active fissuring faulting in Quaternary travertines at Pamukkale, Western Turkey: In: *Neotectonics and Active Faulting* (edited by Stevart, I. S.,
- Vita.Finzi, c. & Ovven, L. A.) *Zeitschrift Geomorphologie Supplementary Volume*, 94, 285-302.
- Altunel, E., 1996. Pamukkale travertenlerinin morfolojik özellikleri, yaşları ve neotektonik önemleri, *MTA Dergisi*, 118, 47-64.
- Altunel, E. ve Karabacak, V., 2005. Determination of horizontal extension from fissure ridge travertines: a case study from the Denizli Basin, southwestern Turkey. *Geodinamica Acta* 18, 333–342.
- Andrews, J.E., Riding, R. ve Dennis, P.F., 1997. The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129, 171-189
- Andrews, J.E., Pedley, H.M. ve Dennis, P.F., 2000. Palaeoenvironmental records in Holocene Spanish tufas: a stable isotope approach in search of reliable climatic archives. *Sedimentology*, 47, 961–978.
- Bozkurt, E. ve Oberhansli, R., 2001. Menderes Massif(western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution-a synthesis. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 679-708.
- Brogi, A. ve Capezzuoli, E., 2009. Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy). *International Journal of Earth Science Geology Rundsch* 98, 931-947.
- Brogi, A., Capezzuoli, E., Aqué, R., Branca, M. ve Voltaggio, M., 2010. Studying travertine for neotectonics investigations: Middle-Late Pleistocene syntectonic travertine deposition at Serre di Rapolano (northern Appennines, Italy). *International Journal of Earth Sciences*, 99, 1383-1398.
- Chafetz, H.S. ve Folk, R.L., 1984. Travertines: Depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal Sedimentary Petrology*, 54 (1), 289 – 316.
- Craig, H., 1963. The isotope geochemistry of water and carbon in geothermal areas. *Nuclear Geology on Gethermal Areas*. Spoleto.(E. Tongiorni, Ed.) *Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologic Nucleare, Pisa*, 17-53.
- Çakır, Z. 1999. Along-strike discontinuity of active normal faults and its influence on Quaternary travertine deposition: Examples from western Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 8, 67-80.
- De Filippis, L., Faccenna, C., Billi, A., Anzalone, E., Brilli, M., Özkul, M., Soligo, M., Tuccimei, P. ve Villa, M., 2012. Growth of fissure ridge travertines from geothermal springs of Denizli Basin, western Turkey. *Bulletin of the Geological Society of America* 124, 1629–1645.

- Dilsiz, C., 2006. Conceptual hydrodynamic model of the Pamukkale hydrothermal field, southwestern Turkey, based on hydrochemical and isotopic data. *Hydrogeology Journal* 14, 562–572.
- Erdoğan, B. ve Güngör, T. 2004. The problem of the corecover boundary of the menderes massif and an emplacement mechanism for regionally extensive gneissic granites, western Anatolia (Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences* 13, 15-36.
- Ford, T.D. ve Pedley, H.M., 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world, *Earth Science Review*, 41, 117-175.
- Gandin, A. ve Capezzuoli, E., 2014. Travertine: Distinctive depositional fabrics of carbonates from thermal spring systems, *Sedimentology*, 61, 264-290.
- Garnett, E.A., Andrews, J.E., Preece, R.C. ve Dennis, P.F., 2004. Climatic change recorded by stable isotopes and trace elements in a British Holocene tufa. *Journal of Quaternary Science*, 19, 251-262.
- Göktaş, F., Çakmakoglu, A., Tari, E., Sütçü, Y. F. ve Sarikaya, H., 1989. Çivril –Çardak Arasının Jeolojisi (Geology of Çivril-Çardak Region]. MTA Raporu, 8701, 107s (yayınlanmamış)..
- Guo, L. ve Riding, R., 1998. Hot-spring travertine facies and sequences, Late Pleistocene Rapolano Terme, Italy, *Sedimentology*, 45, 163-180.
- Guo, X. ve Chafetz, H.S., 2014. Trends in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values in lacustrine tufa mounds: Palaeohydrology of Searles Lake, California. *Sedimentology*, 61, 221-237.
- Hancock, P.L., Chalmers, R. M.L., Altunel E. ve Çakir, Z., 1999. Travertines: using travertines in active fault studies. *Journal of Structural Geology*, 21, 903-916.
- Helvacı C., Alçiçek, M.C., Gündoğan, İ. ve Gemici, Ü., 2013. Tectonosedimentary Development and Palaeoenvironmental Changes in the Acıgöl Shallow-Perennial Playa-Lake Basin, SW Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 22, 173-190.
- İslamoğlu, Y. ve Hakyemez, A., 2010. Oligocene History of the Çardak-Dazkırı Sub-basin (Denizli, SW Turkey): Integrated Molluscan and Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. *Turkish Journal of Earth Science*, 19, 473-496.
- Kaymakçı, N., 2006. Kinematic development and paleostress analysis of the Denizli Basin (Western Turkey): Implications of spatial variation of relative paleostress magnitudes and orientations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 207–222.10.1016/j.jseas.2005.03.003.
- Koçyiğit, A., 2005. Denizli-graben horst system: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey, *Geodinamica Acta*, 18 (3-4), 167-208.
- Konak, N. ve Şenel, M., 2002. Türkiye jeoloji haritası, Denizli paftası 1: 500 000. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Koşun, E., Sarıgül, A. ve Varol, B., 2005. Antalya Tufalarının Litofasiyes Özellikleri. *MTA Dergisi*, 130, 57-70.
- Lojen, S., Dolenc, T., Vokal, B., Cukrov, N., Mihelčić, G. ve Papesch, W., 2004. C and O stable isotope variability in recent freshwater carbonates (River Krka, Croatia). *Sedimentology*, 51, 361-375.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment: *Earth Science Review*, 13, 1-62.
- Minissale, A., Kerrick, D. M., Magro, G., Murrell, M. T., Paladini, M., Rihs, S., Sturchio, N. C., Tassi, F. ve Vaselli, O., 2002. Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome (Italy): structural, hydrologic and paleoclimatic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, (2), 709-728.
- Mutlu, H., Kadir, S. ve Akbulut, A., 1999. Mineralogy and water chemistry of the Lake Acıgöl (Denizli), Turkey. *Carbonates and Evaporites* 14, 91–99.
- Özkul, M. Varol, B. ve Alçiçek, M.C., 2002. Depositional environments and Petrography of Denizli Travertines. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 125, 13-29.
- Özkul, M., Kele, S., Gökgöz, A., Shen, C.C., Jones, B., Baykara, M.O., Förisz, I., Németh, T., Chang, Y.W. ve Alçiçek, M.C., 2013. Comparison of the Quaternary travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary Geology*, 294, 179-204.

- Özkul, M., Gökgöz, A., Kele, S., Baykara, M.O., Shen, C.C., Chang, Y.W., Kaya, A., Hançer, M., Aratman, C., Akın, T. ve Örü, Z., 2014. Sedimentological and Geochemical characteristics of a fluvial travertine: A case from the eastern Mediterranean region. *Sedimentology*, 61, 291-318.
- Pedley, H.M., 2009. Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. *Sedimentology*, 56, 221-246.
- Pentecost, A., 1993. British travertines: a review, *Proceeding of the Geologists' Association*, 104, 23-39.
- Pentecost, A., 1995. Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. *Quaternary Science Review*, 14, 1005-1028.
- Pentecost, A., Bayarı, S. ve Yeşertener, C., 1997. Phototropic microorganisms of the Pamukkale travertine, Turkey; their distribution and influence on travertine deposition. *Geomicrobiology Journal*, 14, 264-283.
- Pentecost, A., 2005. *Travertine*. Springer, Berlin, 445.
- Sözbilir, H., 1997. Stratigraphy and Sedimentation of the Tertiary Sequences in the Northeastern Denizli Province (Southwest Turkey). (Doktora Tezi), Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi (yayınlanmamış).
- Sözbilir H., 2002. Revised stratigraphy and facies analysis of the Palaeocene-Eocene supra-allochthonous sediments and their tectonic significance (Denizli, SW Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences* 11, 1-27.
- Sözbilir, H., 2005. Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18 (3-4), 255-282.
- Sun, R. S., 1990. Denizli-Uşak Arasının Jeolojisi ve Linyit Olanakları. İzmir, MTA Raporu, No 9985.
- Şenel, M., 1997. Denizli-J9 Quadrangle, 1:100.000 ölçekli Jeoloji haritası ve açıklamaları. MTA Yayınları, Ankara (yayınlanmamış)
- Şimşek, Ş., Günay, G., Elhatip, H., Ekmekci, M., 2000. Environmental protection of geothermal waters and travertines at Pamukkale, Turkey. *Geothermics* 29, 557-572.
- Toker, E., 2009. Acıgöl-Çardak (Denizli) Grabeninin kuzeyindeki Tersiyer Çökellerinin Tektono-Sedimanter Gelişiminin İncelenmesi. (Doktora tezi), Süleyman Demirel Üniversitesi, 242 (yayınlanmamış).
- Toker, E., Akkiraz, M.S., Yağmurlu, F., Akgün, F. ve Örcen, S., 2012. Sedimentary Properties of the Middle-Late Eocene Formations outcropping in Çardak, Burdur and İncesu, SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 20, 335-374.
- Toker, E., Kayseri-Özer, M.S., Özkul, M. ve Kele, S., 2015. Depositional system and palaeoclimatic interpretations of Middle to Late Pleistocene travertines: Kocabaş, Denizli, SW Turkey. *Sedimentology*, 62 (5), 1360-1383.
- Toker, E., 2016. The Quaternary Travertines in the Örtülü Area, SW-Turkey: Facies And Depositional Environment. 32. IAS Meeting of Sedimentology, 23-25 Mayıs, Marakeş, Fas
- Toker, E., 2017. Quaternary fluvials tufas of Sarıkavak area, southwestern Turkey: Facies and depositional systems. *Quaternary International, Non-marine Carbonates, Special Issue*, 437, 37-50.
- Uysal, I.T., Feng, Y., Zhao, J., Altunel E., Weatherley D., Karabacak, V., Cengiz, O., Golding S.D., Lawrence M.G. ve Collerson K.D., 2007. U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertine in co-seismic fissures. *Earth and Planetary Science Letters*, 257, 450-462.
- Uysal, I.T., Feng, Y., Zhao, J., Işık, V., Nuriel, P. ve Golding, S.D., 2009. Hydrothermal CO₂ degassing in seismically active zones during the late Quaternary. *Chemical Geology*, 265, 442-454.
- Van Noten, K., Claes, H., Soete, J., Foubert, A., Özkul, M. ve Swennen, R., 2013. Fracture networks and strike-slip deformation along reactivated normal faults in Quaternary travertine deposits, Denizli Basin, western Turkey. *Tectonophysics* 588, 154-170.
- Vermoere, M., Degryse, P., Vanhecke, L., Muchez, Ph., Paulissen, E., Smets, E. ve Waelkens, M., 1999. Pollen analysis of two travertine sections during the early Holocene in Baskoy (southwestern Turkey): implications for environmental conditions during the early Holocene. *Review of Paleobotany and Palynology*, 105, (1-2), 93-110.

- Westaway, R., Guillou, H., Yurtmen, S., Demir, T., Scaillet, S. ve Rowbotham, G., 2005. Constraints on the timing and regional conditions at the start of the present phase of crustal extension in western Turkey, from observations in and around the Denizli region. *Geodinamica Acta* 18, 209–238.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. ve Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? Tectonic and magmatism in Turkey and their surrounding area. *Geological Society in London*, 173, 353-384.
- Zanchi, A., Kissel, C. ve Tapırdamaz, C., 1990. Deformazione Continentale Neogenico-Quaternaria in Anatolia Occidentale: Nuovi DATi Strutturali. *Mem. Society of Geology Italy*, 45, 481-488.



**Kapadokya Bölgesi (Nevşehir, Orta Anadolu) Kalk-alkalen ve Alkalen Plütonik/
Subvolkanik Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri**
*Petrographic and Geochemical Features of Calc-alkaline and Alkaline Plutonic/Subvolcanic Rocks in
the Cappadocia Region (Nevşehir, Central Anatolia)*

Ayşe Orhan¹ , Mehmet Demirbilek² 

¹ *Nevşehir Hacı Bektaş Veli Üniversitesi, Mühendislik ve Mimarlık Fakültesi,
Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 50300 Nevşehir*

² *Dumlupınar Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi,
Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 43100 Kütahya*

Geliş/Received : 24.05.2017 • Düzeltmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 26.07.2017 • Kabul/Accepted : 18.08.2017 • Baskı/Printed : 01.01.2018

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Kapadokya Bölgesinde, Nevşehir'in kuzeyinde yüzeyleyen Bayramhacı, İdişdağı, Göynük, Karadağ, Yeşilöz, Akçataş plütonik ve/veya subvolkanik kayaçları ve güneyinde yüzeyleyen Acıgöl Plütonik kayaçları Orta Anadolu Granitoidleri içerisinde yer alır. Nevşehir'in güneyinde yüzeyleyen Acıgöl plütonu monzogranit bileşimine sahip olup az oranda mafik mikrogranüler anklav (MME) ve iri-K.feldispat megakristalleri içermektedir. Kuzeyde yüzeyleyen magmatik kayaçlar ise monzogranit - kuvars monzonit / monzodiyorit - monzonit - fonolitik tefrit / tefritik fonolit arasında değişen farklı bileşimli kayaçlardan oluşmaktadır. Kuvars monzonit / monzodiyorit bileşimli kayaçlar sık sık MME ve iri-K.feldispat megakristalleri içermektedir. Monzonit bileşimli kayaçlar ise iri-K.feldispat veya lösit içeren porfirik dokulu subvolkanik kayaçlar ile dokanak halindedir.

Bölgedeki monzogranitik kayaçlar subalkalen, yüksek-K ve kalk-alkalen karakterli ve I-tipi löko-granit özelliğindedir. Kuvars monzonit, monzonit / monzodiyorit bileşimli kayaçlar subalkalen, yüksek-K ile kalk-alkalen ile şoşonitik arasında değişen ve I-tipi magma karakteri sunmaktadır. Monzonit ve fonolitik tefrit / tefritik fonolit bileşimli kayaçlar ise alkalen ve şoşonitik karakteri ile A-tipi magma karakteri sunmaktadır. Farklı bileşime sahip magmatik kayaçların iz element bollukları da farklılık sunar. Hafif nadir toprak element (HNTE) zenginleşme oranları monzogranit ((La/Yb)_n = 4.58 – 12.11) bileşimli kayaçlardan kuvars monzonit / monzodiyorit ((La/Yb)_n = 12.06 – 33.78) ve monzonit ve fonolitik tefrit / tefritik fonolit bileşimli ((La/Yb)_n = 23.29 – 82.17) kayaçlara doğru artma eğilimindedir. Okyanus sırtı granitlere göre normalize edilmiş element diyagramlarında, bütün magmatik kayaçlar büyük iyon çaplı litofil elementlerce (LILE: K, Rb, Ba) kalıcılığı yüksek elementlere göre (HFSE: Ta, Nb, Hf, Zr, Y) zenginleşme eğilimi ile magmanın yitim zonu ve/veya çarpışma ile ilişkili tektonik yerleşimden türediğine işaret eder. Alkalen magmatik kayaçlar kalk-alkali magmatik kayaçlara göre belirgin LIL (K, Rb, Ba, Th) ve HFS (Ta, Nb, Ce ve Zr) zenginleşmiş yönelim sunar. Kapadokya Bölgesindeki petrografik ve tüm kayaç jeokimya sonuçları bütün magmatik kayaçların yitim magmatizması ile geliştiğine ve A-tipi plütona doğru alt kıta kabuğu ve litosferik manto katkısının arttığına işaret etmektedir.

Anahtar kelimeler: Kapadokya plütonik kayaçları, Orta Anadolu, jeokimya, petrografi

Abstract: *In the Cappadocia region, the Bayramhacı, İdişdağı, Göynük, Karadağ, Yeşilöz, Akçataş plutonic and/or subvolcanic rocks exposing in the northern part of the Nevşehir province and Acıgöl plutonic rocks cropping out at the south are included to the Central Anatolian Granitoids. The Akçataş pluton, exposing at the south of Nevşehir, has monzogranite composition and rarely contain mafic microgranular enclave (MME) and K.feldspar megacrysts. Magmatic rocks in the northern section have quite different compositions varying from monzogranite to quartz*

monzonit / monzodiorite - monzonite - phonolitic tephrite / tephritic phonolite. Quartz monzonitic / monzodioritic rocks dominantly contain MME and large K-feldspar megacrysts. Monzonitic rocks are in contact with the porphyritic subvolcanic rocks which contain K-feldspar or leucite megacrysts.

The monzogranitic rocks in the region are of subalkaline, high-K series calc-alkaline character and I-type leucogranite. Quartz monzonite, monzonite / monzodioritic rocks show compositions of subalkaline, high-K calc-alkaline to shoshonitic with I-type melt character. Monzonitic and phonolitic tephrite / tephritic phonolite rocks exhibit yield A-type melt characteristics with alkaline and shoshonitic composition. Magmatic rocks with different compositions present different trace element abundance. Light rare element (LREE) enrichment ratios tend to increase from monzogranite ($(La/Yb)_n = 4.58 - 12.11$) to quartz monzonite / monzodiorite ($(La/Yb)_n = 12.06 - 33.78$) and monzonite and phonolitic tephrite / tephritic phonolite rocks ($(La/Yb)_n = 23.29 - 82.17$). In Ocean ridge granite normalized element diagrams, all magmatic rocks show large ion lithophile elements (LILE: K, Rb, Ba) enrichment with respect to high field strength elements (HFSE: Ta, Nb, Hf, Zr, Y) indicating that they were formed in a subduction zone and/or collisional tectonic setting. However, alkaline magmatic rocks are represented by significant LIL (K, Rb, Ba, Th) and HFS (Ta, Nb, Ce and Zr) enrichment compared to calc-alkaline magmatic rocks. The petrographic and whole-rock chemistry data from the Cappadocia Region indicate that studied magmatic rocks were formed by subduction-zone magmatism and the contribution from subcontinental lithospheric mantle is much noticeable for the A-type plutons.

Keywords: Cappadocia plutonic rocks, Central Anatolia, geochemistry, petrography

GİRİŞ

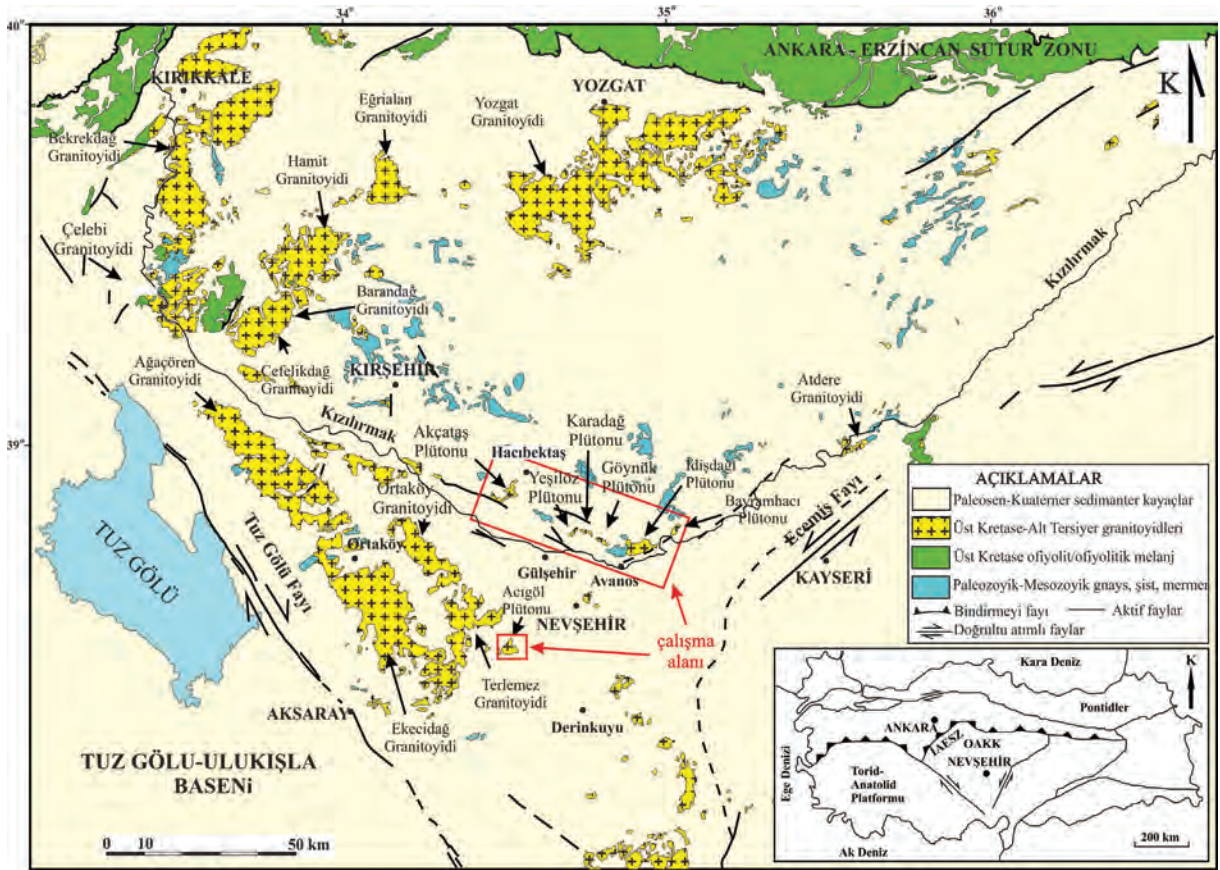
Coğrafik olarak batıda Tuz Gölü fayı, doğuda Ecemiş fayı ve kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan Sütur zonu ile sınırlanan bölge Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı olarak tanımlanır (Erkan, 1976; Göncüoğlu vd., 1991). OAKK içerisinde irili ufaklı birçok granitoid, batolit ve stoklar halinde yüzeylenmektedir (Şekil 1). Yapılan petrolojik çalışmalar ile Üst Kretase - Alt Tersiyer zaman aralığında üç farklı bileşim sergileyen plütonik intrüzyonların üç evrede geliştiği ileri sürülmüştür (Akıman vd., 1993; Ekici, 1997; Ekici ve Boztuğ, 1997; Aydın vd. 1998; Boztuğ, 1998; Aydın vd., 2001; İlbeyli vd., 2004; Tatar ve Boztuğ, 2005; Kadioğlu vd., 2006; Köksal ve Göncüoğlu, 2008).

Bu magmatik kayaçlar;

(1) Erken granit evresini temsil eden yüksek-K, kalk-alkalen ve S-tipi (syn-COLG) ve I-S tipi löko-granitler (veya C-tipi) (Yozgat Batoliti, Ağaçoören ve Ekecikdağı Granitoidinin alt birimleri),

(2) Çarpışma sonrası (post-COLG) gelişmiş alt kıta kabuğu ve manto kaynaklı malzemeden türemiş, mafik mikroganular anklav (MME) ve iri-K-feldispat içeren, yüksek-K ve şoşonitik, kalk-alkalen ve I-tipi (veya H-tipi) plütonlar (Behrekdağ, Çelebi, Cefelikdağ, Yozgat, Ağaçoören, Barandağ, Ekecikdağ ve Terlemez Granitoidi) ve,

(3) Çarpışmanın son evresini temsil eden ve/veya kıta içi (WPG) gelişmiş A-tipi, alkalen, silisçe doymun monzonitik - siyenitik plütonlar (İdişdağı, Hamit, Eğrialan ve Barandağ Granitoidi) veya silis bakımından tüketilmiş nefelinli-nozeyanlı siyenit porfir (Atdere Granitoidi) plütonlardır.



Şekil 1. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının jeolojik ve çalışma alanı yer bulduru haritası (MTA, 2005'den sadeleştirilerek alınmıştır).

Figure 1. Geological and location map of the study area within the Central Anatolia Crystalline Complex (simplified from MTA, 2005).

Kapadokya (Nevşehir) bölgesinde ender yüzlek veren Üst Kretase yaşlı plütonik ve/veya subvolkanik kayaçlar (Bayramhacı, İdişdağı, Göynük, Karadağ, Yeşilöz, Akçataş ve Acıgöl plütonları) Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı içerisinde stoklar şeklinde yüzeylemektedir (Şekil 1). Bölgede önceki yıllarda jeolojik (Becker, 1956; Aydın, 1984; Atabey vd., 1988; Atabey, 1989; Aydın, 1991; Dönmez vd., 2005; Orhan ve Demirbilek, 2012) ve plütonik/subvolkanik kayaçların petrojenezi (Köksal, 1996; Aydın vd., 1988; Köksal vd., 2001; Kadioğlu vd., 2006) ve yaşlandırmasına (Kadioğlu vd., 2006; Aydar vd., 2012) yönelik çeşitli araştırmalar

gerçekleştirilmiştir. Akçataş Plütonunun jeolojik ve petrografik özellikleri ilk olarak Aydın (1984; 1991) tarafından belirlenmiştir. Aynı araştırmacı tarafından plütonda MME ve bu kayaçları farklı doğrultularda kesen damar kayaçların varlığından bahsedilmiş ve plütunun granit - kuvars monzonit bileşimli olduğu tespit edilmiştir. Köksal (1996) tarafından İdişdağı siyenitoyidini kesen Karahıdır volkaniklerinin jeokimyasal verilere göre İdişdağı siyenitoyidinin subvolkanik eşleniği olduğu tespit edilmiştir. İdişdağı plütoununda yapılmış petrografik ve jeokimyasal çalışmalar ile silis bakımından aşırı doymun/doymun monzonitik - siyenitik kayaçlar ve silis bakımından tüketilmiş siyenitik

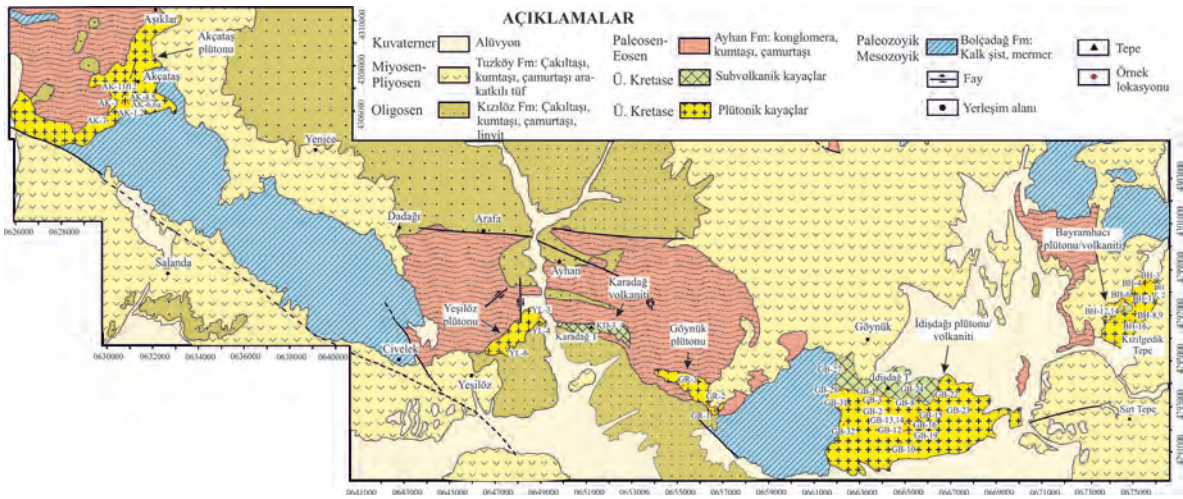
bileşimli kayalardan oluştuğu belirlenmiştir. (Köksal, 1996; Aydın vd., 1998; Köksal vd., 2001; Kadioğlu vd., 2006). Aynı araştırmacılar tarafından plütonun çarpışma sonrası gelişmiş alt kıta kabuğu ve manto kaynaklı malzemeden türemiş A-tipi plütonları temsil ettiği ileri sürülmüştür. Kadioğlu vd. (2006) tarafından İdişdağı Plütonunu da kapsayan çalışmada siyenitik alkalın kayaların amfibollerinden yapılan yaşlandırma Ar-Ar yaşı 69.8 ± 0.3 My olarak tespit edilmiştir. Nevşehir'in güneyinde çalışma alanının temelini oluşturan Acıgöl Plütonunun petrojenezile ilgili çalışma bulunmamasına rağmen Aydar vd., 2012'de yaptıkları çalışma ile bu plütonun yaşını Ar/Ar ve Pb/U yöntemiyle 78.44 ± 0.29 My ve 77.8 ± 4.4 My olarak belirlemişlerdir. Benzer şekilde Nevşehir'in kuzeyinde yüzeyleyen Bayramhacı, Göynük, Karadağ plütonik ve/veya subvolkanik kayalarında gerçekleştirilmiş herhangi bir petrografik ve jeokimyasal çalışma mevcut değildir. Kapadokya (Nevşehir) bölgesinde kalkalkalen ve alkalen karakterli magmatik kayaların yüzeylediği aşikardır. Ancak, bölgede yüzeyleyen Üst Kretase - Alt Tersiyer yaşlı magmatik kayaların petrografik ve jeokimyasal özelliklerini ortaya koyan detaylı bir çalışmanın yapılmadığı gözlenmektedir. Bu çalışmanın amacını Kapadokya (Nevşehir) bölgesinde yüzeyleyen plütonik ve/veya subvolkanik kayaların petrografik ve jeokimyasal özelliklerini ortaya koymak oluşturmaktadır. Bölgedeki Üst Kretase - Alt Tersiyer yaşlı magmatik kayaların petrografik ve jeokimyasal özellikleri Orta Anadolu'daki diğer plütonik kayalarla eşleştirerek petrojenetik süreçleri ortaya konulmuş ve literatürdeki eksiklikler giderilmiştir.

GENEL JEOLJİ

Çalışma alanı Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı içerisinde yer almaktadır (Şekil 1). Orta Anadolu Kristalen Karmaşığında dört farklı birim topluluğu tanımlanmıştır (Göncüoğlu vd., 1991; Erler vd., 1996). Bunlar alttan üste doğru Orta Anadolu metamorfileri, ofiyolitik melanj ve/veya ofiyolit, Orta Anadolu granitoidleri ve Tersiyer yaşlı sedimanter ve volkanik örtü birimleri şeklindedir (Şekil 1). Çalışma alanının kuzeyinde Orta Anadolu Metamorfilerinin üst seviyelerine ait Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı Bolçadağ Formasyonu, Orta Anadolu magmatiklerine ait Üst Kretase yaşlı plütonik ve/veya subvolkanik kayalar ve Tersiyer sedimanter ve volkanik birimler yüzeyler (Şekil 2). Güneyde ise Üst Kretase plütonik ve bazik kayalar ile bunların üzerine örten Üst Miyosen-Kuvaterner yaşlı sedimanter ve volkanik kayalar yüzeylenmektedir (Şekil 3).

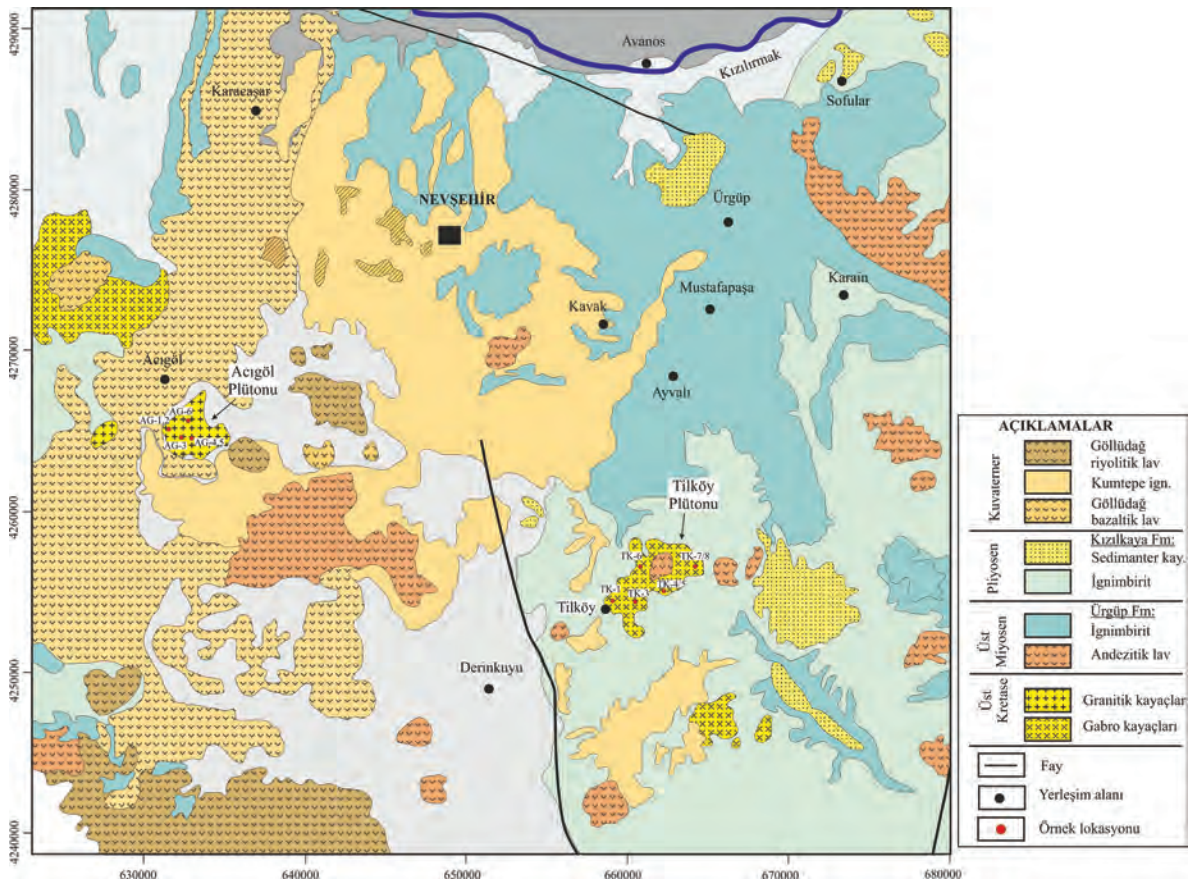
Bolçadağ Formasyonu kalk şist ve mermerlerden oluşur (Seymen, 1981; Atabey, 1989; Köksal, 1996; Orhan ve Demirbilek, 2012). Bölgede Akçataş ve İdişdağı plütonları Bolçadağ Formasyonunu keserek yerleşen önemli iki intrüzif küttedir. Köksal (1996) tarafından İdişdağı Plütonu ile metamorfikler arasındaki dokanakta Ca granat + amfibol + kalsit + kuvars mineral parajenezi ile orta dereceli kontakt metamorfizmayı karakterize eden hornblend-hornfels fasiyesi koşulları tanımlanmıştır.

Nevşehir güneyinin önemli magmatik kütleleri olan Acıgöl plütonu (Şekil 3) gri-açık gri renklerde gözlenmektedir. Plütonik kayalar orta-kaba taneli holokristalin dokuda olup nadiren K-feldispat megakristallerinin varlığından dolayı porfirik doku özelliği kazanmıştır (Şekil 4a). Plütonda keskin dokanıklı elipsoidal-yuvarlağımsı nadir mafik mikrogranüler anklavların yanısıra, plütonun aplit ve pegmatitik damarlar tarafından kesildiği gözlenmektedir.



Şekil 2. Nevşehir kuzeyinin jeolojik ve örnek lokasyon haritası (MTA, 2001'den sadeleştirilerek alınmıştır).

Figure 2. Geological map of northern Nevşehir and the sample locations (simplified from MTA, 2001).



Şekil 3. Nevşehir güneyinin jeolojik ve örnek lokasyon haritası (jeoloji haritası Aydar vd., 2012'den alınmıştır).

Figure 3. Geological map of southern Nevşehir and the sample locations (geology map is taken from Aydar et al., 2012).

Nevşehir'in kuzeyinde batıdan doğuya doğru oldukça altere küçük stoklar halinde yüzeyleyen Akçataş, Yeşilöz, Karadağ, Göynük, İdişdağı ve Bayramhacı plütonik/subvolkanik kayaçlarının (Şekil 2) ayrışım renklerinin gri ile pembe renk tonlarında değiştiği gözlenmektedir. Plütonik kayaçlar ince-orta ve kaba taneli holokristalin dokuya sahiptir. İdişdağı ve Akçataş plütonları elipsoidal ve düzensiz geometrik şekillerde değişik boyutlarda magma mingling ürünleri olan MME içerirler (Şekil 4b, c). Yer yer iri K-feldispat megakristallerinin varlığı nedeniyle Akçataş plütonuna porfirik doku özelliği veren iri K-feldispat megakristalleri İdişdağı plütonunda gözlenmemektedir. Bayramhacı ve İdişdağı plütonları ise muhtemel kendi magmasının ürünleri olan subvolkanik kayaçlar ile dokanak halindedir. Subvolkanik kayaçlar ise iri K-feldispat megakristalleri ve/veya lösit kristallerinin varlığı ile porfirik doku özelliği kazanmıştır (Şekil 4d, e, f). Bütün plütonik kayaçlar kendi magmasının geç ürünleri olan damar kayaçları tarafından farklı doğrultularda kesilmiştir. Aplit dayklar ince taneli holokristalin dokuda gözlenir.

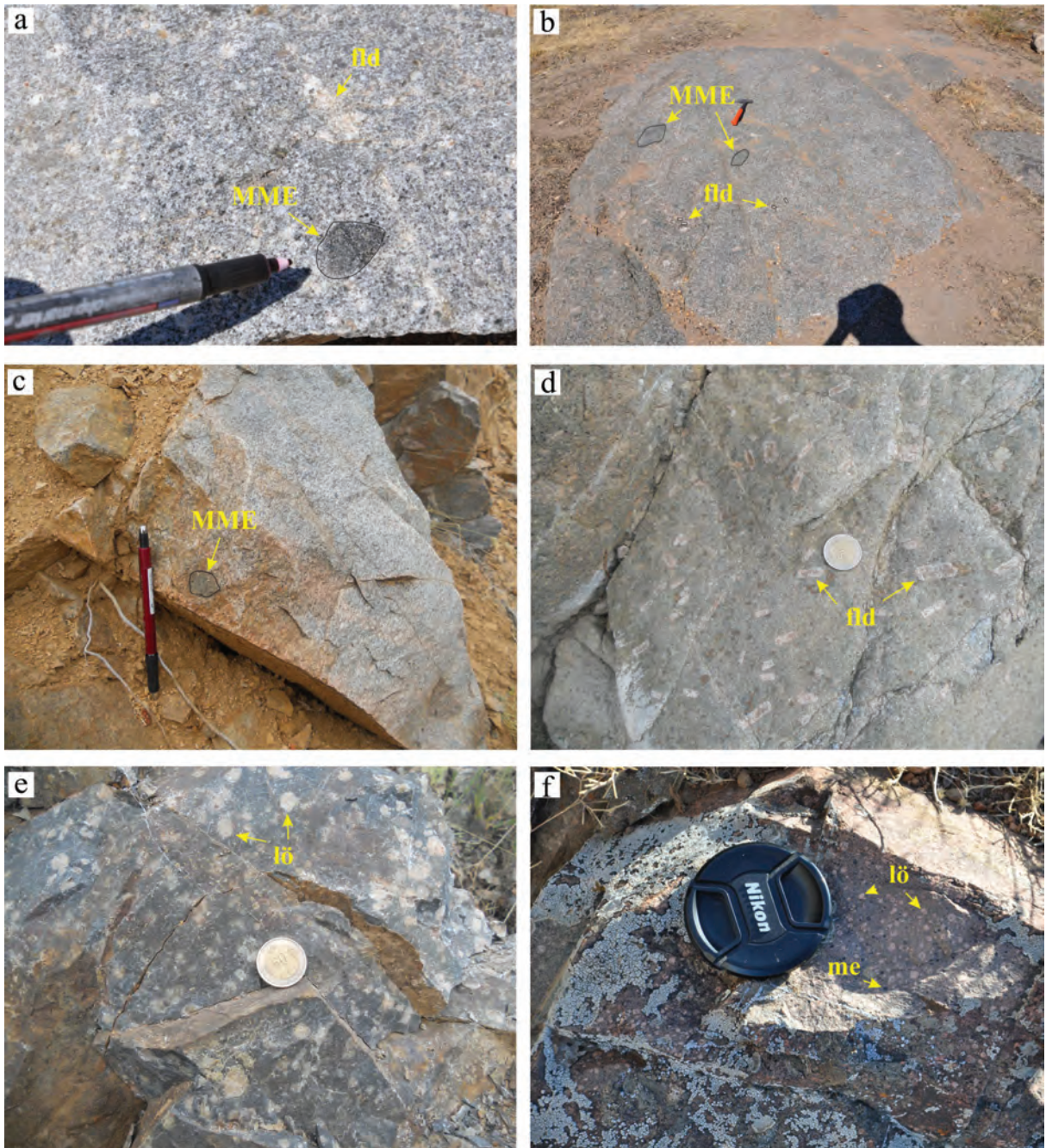
MATERYAL VE YÖNTEM

Nevşehir'in kuzeyi ve güneyinde yüzeyleyen plütonik kayaçlardan toplam 80 adet örneğin ince kesitleri MTA Genel Müdürlüğünde ve 37 adet örneğin ana, iz ve nadir toprak element analizleri

ACME (Kanada) analitik laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Analizleri gerçekleştirilen kayaç örneklerinin lokasyonları Şekil 2 ve 3'de verilmiştir. Ana oksit, iz ve nadir toprak elementleri analizi için yaklaşık 100 gr taze örnek alterasyon kısımları temizlenerek analize hazır hale getirilmiştir. Ana elementler ve bazı iz elementler (Ba, Ni, Sr, Sc, Y ve Zr) ICP-ES, iz ve nadir toprak elementler ise ICP-MS ile analiz edilmiştir. Element konsantrasyonları CANMET SY-4 ve STD SO-17 standartlarına göre belirlenmiştir. Ana ve iz elementlerin doğruluk payları sırasıyla % 0.001-0.04 ve 0.01-0.5 ppm arasında değişmektedir.

MİNERALojİK VE PETROGRAfİK İNCELEME

Bölgede yüzeyleyen plütonik ve subvolkanik kayaçlarda gerçekleştirilmiş mineralojik ve petrografik tanımlamalar Çizelge 1'de verilmiştir. Kayaçların sınıflandırılması ise tüm kayaç ana element jeokimyasından hesaplanmış CIPW-normları kullanılarak Streckesien (1976) diyagramında yapılmıştır (Çizelge 2; Şekil 5). Yapılan incelemelere göre bölgedeki kayaçlar, monzogranit (kuvars bolluğu yüksek) kuvars monzonit/kuvars monzodiyorit (kuvars bolluğu orta) ve monzonit (kuvars bolluğu düşük)/fonolitik tefrit ve tefritik fonolit (kuvars içermeyen) olarak üç farklı bileşimde tanımlanmıştır.



Şekil 4. (a) Acıgöl (AG-4 ve 5), (b) Akçataş (AK-11, 12) ve (c) İdişdağı plütunu (GB-10), porfirik dokulu, (d, e) İdişdağı (GB-3 ve GB-8) ve (f) Bayramhacı (BH-14) subvolkanik kayaçların arazi görüntüsü (fld; feldispat, MME; mafik mikrogranular anklav, lö; lösit, me; melanit).

Figure 4. Field photography from the (a) Acıgöl (AG-4 and 5), (b) Akçataş (AK-11, 12) and (c) İdişdağı pluton (GB-10), porphyritic texture from (d, e) İdişdağı (GB-3 and GB-8) and (f) Bayramhacı (BH-14) subvolcanites (Fld; feldspar; MME; mafic microgranular enclav, lö; leucite; me; melanite).

Çizelge 1. Kapadokya (Nevşehir) Bölgesi plütonik, subvolkanik ve damar kayaç örneklerinin mikroskobik incelenmesi.

Table 1. Microscopical study of plutonic, subvolcanic and vein rock samples from the Cappadocia (Nevşehir) Region.

Plütonik kayaç	Kayaç tipi	Doku	Mineralojik bileşim	Kayaç adı
Bayramhacı plütonu	ana kayaç	ince-orta taneli hipidiyomorfik	q+kfl+amf+plj±bi±pr±ti±ap±op±sr±kl, kfl+plj+amf+pr ±q± ±op±sr±ka±ko±kl	Tonalit, monzonit
	subvolkanik	porfirik hipokristalin	kfl+plj+amf+pr ±q± ±op±sr±ka±ko±kl, kfl+nf+nö±me±op± ka± ko±kl	kuvars latit, tefritik fonolit
İdişdağı	ana kayaç	ince-orta taneli hipidiyomorfik	q+plj+kfl+bi±amf±ep± ti±op±sr, kfl+plj+amf+pr±q±ep ±ti±ks±op±sr±ka±ko	monzo granit - kuvars monzonit, monzonit
	subvolkanik	porfirik hipokristalin	kfl+plj+q+amf±pir± ep±ti±op±sr±ka±kl±ko, kfl+nf+lö+pr±op±ka	kuvars latit, fonolitik tefrit - tefritik fonolit
	damar kayacı	porfirik hipokristalin	nf+me+pr±op	fonolitik tefrit
Göynük	ana kayaç	kaba taneli hipidiyomorfik	plj+kfl+q+amf±bi± ti±ap±op±kl±sr±ka	monzogranit - kuvars monzonit
Karadağ	ana kayaç	porfirik hipokristalin	q+plj+kfl+bi+amf± ti±ap±op±kl±sr±ka	riyolit
Yeşilöz	ana kayaç	orta-kaba taneli holokristalin	kfl+ plj+q+amf±pr± ti±ap±op±sr±ka	kuvars monzonit
	ana kayaç	orta-kaba taneli hipidiyomorfik	plj+kfl+q+amf±bi± pr±ti±ap±op±kl±sr	kuvars monzodiyorit
Akçataş	MME	ince taneli hipidiyomorfik	plj+kfl+amf±bi±q± pr±ti±ap±op	monzodiyorit
	aplit	ince taneli hipidiyomorfik	q+plj+kfl+bi	monzogranit
Acıgöl	ana kayaç	orta-kaba taneli hipidiyomorfik	q+plj+kfl+bi±amf± ti±ap±op±kl±sr	monzogranit
	MME	ince taneli hipidiyomorfik	plj+kfl+amf±q±ti±ap±op	kuvars monzodiyorit

amf; amfibol, ap; apatit, bio; biyotit, ep; epidot, ka; kalsit, kfl; K-feldispat, kl; klorit, ko; kaolinit, ks; ksenotim, lö; lösit, me; melanit, nf; nefelin, op; opak, q; kuvars, plj; plajiyoklaz, pr; piroken, sr; serisit, ti; titanit.

Çizelge 2. Neveşehir Bölgesi plütonik, subvolkanik ve damar kayaçlarına ait örneklerin temsili ana oksit ve iz element kompozisyonları.
Table 2. Representative major oxide and trace element compositions of plutonic, subvolcanic and vein rocks samples from the Neveşehir Region.

Mag. Kayaç	Bayramhacı Plütonu				İdişdağı Plütonu				Göynük Plütonu							
	BH-6 (D)	BH-12 (V)	BH-16 (D)	BH-16 (D) tonalit	GB-2 (D)	GB-3 (V)	GB-8 (V)	GB-10 (D)	GB-13 (A)	GB-14 (D)	GB-16 (D)	GB-19 (D)	GB-28 (D)	GR-1 (D)	GR-2 (D)	GR-3 (D)
Kayaç adı	monzonit	K.lalit	tonalit	K.lalit	K.monzo.	Fon.tef.	K.monzo.	Fo.monzo.	monzonit	mongr.	K.monzo.	K.monzo.	mongr.	K.monzo.	K.monzo.	K.monzo.
Majör Oksitler (%)																
SiO ₂	58.07	61.92	72.92	51.75	45.45	63.92	51.31	59.78	70.43	58.82	67.15	66.39	65.25	65.88		
TiO ₂	0.81	0.45	0.32	0.36	0.31	0.41	0.47	0.55	0.36	0.65	0.45	0.43	0.42	0.37		
Al ₂ O ₃	17.58	16.09	14.72	15.43	20.58	16.76	18.38	17.70	14.75	18.77	15.81	16.50	15.74	15.37		
Fe ₂ O ₃	5.39	3.16	0.59	2.97	4.45	3.54	5.22	3.97	2.44	5.34	2.62	1.59	2.00	3.20		
MnO	0.09	0.06	0.01	0.05	0.12	0.08	0.15	0.07	0.04	0.08	0.03	0.02	0.03	0.06		
MgO	1.50	0.87	0.12	0.69	0.83	0.61	0.83	0.72	1.24	1.25	0.56	0.21	0.22	0.77		
CaO	5.28	3.61	1.63	3.22	8.24	4.55	10.78	6.24	2.60	6.00	1.70	3.52	4.66	3.88		
Na ₂ O	4.36	4.26	7.74	3.52	3.29	1.01	3.77	4.10	2.76	3.77	3.63	3.17	3.19	3.32		
K ₂ O	5.00	5.06	0.30	4.64	6.59	9.10	5.05	6.13	4.75	4.03	4.80	5.83	5.52	4.85		
P ₂ O ₅	0.41	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.15	0.17	0.18	0.11	0.11	0.10	0.08		
Cr ₂ O ₃	0.006	0.007	0.011	0.013	0.005	0.002	0.009	0.012	0.008	0.009	0.006	0.014	0.012	0.016		
A.Z.	1.1	4.1	1.4	1.2	7.6	8.8	1.8	0.9	0.7	0.7	2.8	1.9	2.6	1.9		
Toplam	99.62	99.69	99.90	99.71	99.45	99.17	99.25	99.44	99.80	99.57	99.71	99.69	99.72	99.74		
A/CNK	0.79	0.84	0.92	0.93	0.58	0.76	0.56	0.76	1.01	0.87	1.11	0.92	0.80	0.87		
A/NK	1.40	1.29	1.13	1.43	1.28	1.79	1.37	1.49	1.49	1.78	1.42	1.43	1.40	1.43		
Hesaplanmış CIPW norm																
Kuvars	0.41	9.31	24.22	20.97	0.00	0.00	11.83	0.00	28.03	5.68	22.87	18.48	17.26	18.71		
Albit	37.65	37.82	66.597	30.29	13.21	0.00	32.32	3.24	35.20	32.41	31.82	27.50	27.84	28.85		
Anortit	13.91	10.34	4.61	12.83	10.49	27.54	14.06	14.08	16.23	24.23	8.01	13.89	12.74	13.04		
Ortoklaz	30.14	31.38	1.77	27.89	42.55	11.52	30.26	37.25	28.60	29.49	29.37	35.28	33.63	29.37		
Diyopsit	8.49	6.64	1.25	2.42	16.67	16.31	6.92	17.23	11.90	5.39	0.00	2.83	5.45	5.24		
Hipersten	6.04	2.91	0.00	4.25	0.00	0.00	3.06	0.00	2.04	7.10	4.54	0.70	0.00	3.41		
Lösit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	37.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Nefelin	0.00	0.00	0.00	0.00	9.85	5.13	0.00	17.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Korundum	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	1.86	0.00	0.00	0.00		

A; aplitik dayk, D; derinlik, V; subvolkanik, örnekleri.

Çizelge 2. (devamı)

Table 2. (continued)

Mag. Kayaç Örnek No	Bayramhacı Plütonu			İdişdağı Plütonu						Göynük Plütonu					
	BH-6	BH-12	BH-16	GB-2	GB-3	GB-8	GB-10	GB-13	GB-14	GB-16	GB-19	GB-28	GR-1	GR-2	GR-3
Rb	155.2	169.9	13.0	174.3	241.1	369.5	209.1	194.9	156.9	193.1	146.9	155.2	155.2	169.9	13.0
Sr	846.1	647.4	587.0	763.7	1005.8	1979.4	965.7	2391.1	1448.1	504.2	1170.3	846.1	846.1	647.4	587.0
Y	30.1	18.7	6.9	17.2	29.0	12.5	22.2	25.5	18.9	11.5	22.6	30.1	30.1	18.7	6.9
Zr	326.8	231.8	192.6	242.8	300.4	186.3	306.1	311.2	353.2	191.5	324.1	326.8	326.8	231.8	192.6
Nb	29.4	16.3	11.2	16.7	29.3	43.0	18.8	38.5	21.8	12.1	20.4	29.4	29.4	16.3	11.2
Hf	9.1	5.4	4.7	6.2	6.5	2.7	6.7	6.2	7.4	5.5	7.7	7.0	9.1	5.4	4.7
Ta	1.9	0.9	0.6	1.0	1.7	2.3	1.1	2.3	1.2	0.7	1.5	1.0	1.9	0.9	0.6
Th	30.5	33.7	21.0	28.3	45.0	58.3	45.8	60.4	28.4	27.8	21.0	30.0	30.5	33.7	21.0
Nadir Toprak Elementleri (ppm)															
La	86.0	59.3	13.7	62.0	77.6	115.7	89.2	130.2	74.4	42.1	65.9	60.1	86.0	59.3	13.7
Ce	177.1	100.6	29.8	110.2	145.1	205.0	143.7	232.1	143.0	75.8	129.5	103.5	177.1	100.6	29.8
Pr	21.68	10.81	4.01	11.64	15.35	20.69	14.17	24.66	15.61	7.66	15.04	11.40	21.68	10.81	4.01
Nd	78.6	37.1	16.3	39.5	54.4	69.0	44.8	84.6	52.7	26.9	54.4	40.0	78.6	37.1	16.3
Sm	13.71	5.80	3.37	5.95	9.24	8.62	6.85	11.69	8.09	4.32	8.93	6.19	13.71	5.80	3.37
Eu	2.69	1.17	0.50	1.11	1.66	1.36	1.23	2.18	1.67	0.83	1.84	1.14	2.69	1.17	0.50
Gd	10.58	4.83	2.66	4.41	7.79	5.44	5.06	8.48	6.15	3.31	6.84	4.49	10.58	4.83	2.66
Tb	1.37	0.70	0.32	0.56	1.05	0.57	0.74	1.06	0.76	0.43	0.91	0.61	1.37	0.70	0.32
Dy	5.91	3.85	1.52	2.85	5.00	2.44	4.08	4.99	3.67	2.03	4.39	3.19	5.91	3.85	1.52
Ho	0.97	0.65	0.26	0.53	0.96	0.40	0.74	0.84	0.66	0.39	0.84	0.51	0.97	0.65	0.26
Er	2.38	1.90	0.68	1.45	2.57	0.98	2.26	2.46	1.58	1.01	2.27	1.59	2.38	1.90	0.68
Tm	0.38	0.28	0.10	0.24	0.38	0.16	0.36	0.35	0.27	0.18	0.33	0.24	0.38	0.28	0.10
Yb	2.27	1.93	0.68	1.58	2.39	1.01	2.29	2.27	1.58	1.11	1.96	1.63	2.27	1.93	0.68
Lu	0.34	0.29	0.10	0.26	0.36	0.15	0.35	0.36	0.23	0.20	0.30	0.25	0.34	0.29	0.10
ΣNTE	403.98	229.21	74.00	242.28	323.85	431.52	315.83	506.24	310.37	166.27	293.45	234.84	403.98	229.21	74.00
(La/Yb) _n	27.18	22.04	14.45	28.15	23.29	82.17	27.94	41.14	33.78	27.21	24.12	26.45	27.18	22.04	14.45
Eu/Eu*	0.66	0.66	0.49	0.63	0.58	0.57	0.61	0.64	0.70	0.65	0.69	0.63	0.66	0.66	0.49

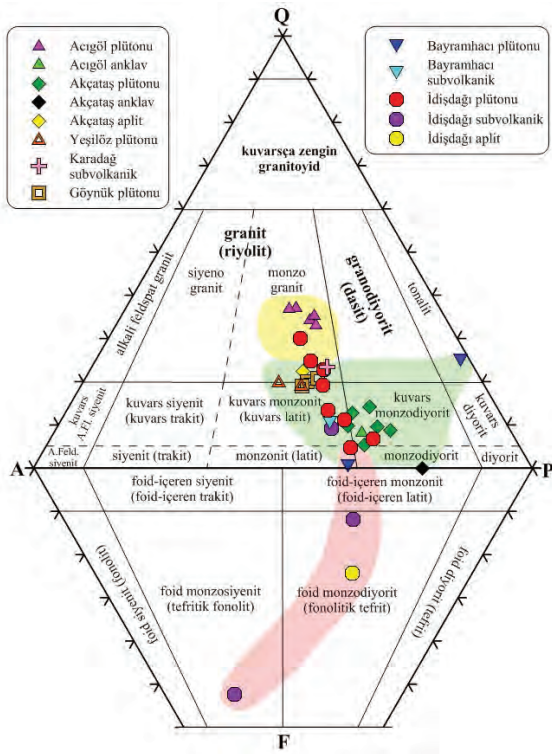
Çizelge 2. (devamı)
Table 2. (continued)

Mag. Kayaç	Karadağ V.	Yeşilöz Plütonu			Akçataş Plütonu			Acıgöl Plütonu							
		YL-3(D)	YL-6(D)	AK-1(D)	AK-2(A)	AK-3(D)	AK-5(D)	AK-6(D)	AK-11(D)	AK-12 (M)	AG-1(D)	AG-2(D)	AG-3(D)	AG-5(M)	AG-6(D)
Kayaç adı	riyolit	K.monzo.	K.monzo.	K.monzo.	mongr	K.monzo.	K.monzo.	K.monzo.	K.monzo.	mondiyo.	mongr.	mongr.	mongr.	K.mondy	mongr.
Majör Oksitler (%)															
SiO ₂	62.56	61.90	62.07	56.84	65.90	59.50	58.23	56.58	59.15	52.56	71.34	74.80	75.74	56.78	71.02
TiO ₂	0.55	0.52	0.50	0.75	0.47	0.66	0.67	0.73	0.80	0.89	0.25	0.13	0.09	0.75	0.30
Al ₂ O ₃	15.27	16.12	15.66	16.33	17.43	16.71	16.72	17.38	16.31	17.73	14.60	13.34	12.83	16.87	14.62
Fe ₂ O ₃	4.61	4.70	5.00	7.68	2.40	6.11	6.52	7.21	6.62	9.24	2.61	2.07	1.59	6.74	3.08
MnO	0.09	0.06	0.05	0.14	0.02	0.12	0.13	0.14	0.13	0.18	0.06	0.04	0.03	0.13	0.07
MgO	1.41	0.95	1.13	3.33	0.72	2.45	2.84	3.04	2.89	3.77	0.69	0.41	0.22	2.98	0.73
CaO	5.02	3.18	3.06	6.66	2.83	6.37	6.09	6.55	6.40	8.27	2.19	1.47	1.03	6.16	2.53
Na ₂ O	2.33	2.65	2.20	2.85	2.99	2.92	2.79	2.98	2.81	3.20	2.89	2.98	3.11	2.90	2.91
K ₂ O	4.10	5.25	5.78	3.22	5.30	3.38	4.13	3.92	3.54	2.56	4.26	4.59	4.93	3.81	4.14
P ₂ O ₅	0.13	0.16	0.16	0.21	0.10	0.17	0.18	0.21	0.18	0.27	0.06	0.02	<0.01	0.20	0.06
Cr ₂ O ₃	0.013	0.004	0.003	0.011	0.011	0.012	0.012	0.013	0.012	0.010	0.013	0.016	0.020	0.013	0.013
A.Z.	3.6	4.3	4.1	1.7	1.5	1.3	1.3	0.9	0.9	1.0	0.9	0.1	0.4	2.4	0.4
Toplam	99.72	99.75	99.73	99.72	99.68	99.68	99.65	99.68	99.71	99.72	99.89	99.96	99.99	99.71	99.90
A/CNK	0.88	1.02	1.01	0.81	1.10	0.83	0.83	0.83	0.81	0.77	1.09	1.06	1.04	0.84	1.05
A/NK	1.85	1.61	1.59	2.00	1.64	1.97	1.85	1.90	1.93	2.21	2.04	1.76	1.60	1.90	2.07
Hesaplanmış CIPW norm															
Kuvars	20.14	16.77	17.36	7.06	20.60	11.24	7.54	4.00	10.15	0.00	31.56	35.05	35.45	6.23	30.39
Albit	20.65	23.61	19.55	24.79	25.81	25.22	24.20	25.72	24.20	27.67	24.79	25.30	26.49	25.39	24.79
Anortit	19.92	15.51	14.86	22.86	13.68	23.04	21.35	22.89	21.82	27.03	10.62	7.16	5.16	22.48	12.26
Ortoklaz	25.35	32.62	35.87	19.56	31.97	20.39	25.00	23.64	21.27	15.48	25.47	27.24	29.31	23.28	24.64
Diyopsit	4.38	0.00	0.00	8.02	0.00	6.80	6.97	7.39	7.77	10.90	0.00	0.00	0.00	6.44	0.00
Hipersten	7.45	8.63	9.57	14.59	4.52	10.73	12.24	13.39	11.83	12.11	5.16	3.79	2.71	13.20	5.83
Lösit/nefelin	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Korundum	0.00	0.71	0.64	0.00	1.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.41	0.86	0.49	0.00	0.91

A; apilitik dayk, D; derinlik, M; MME, V; subvolkanik, örnekleri.

Çizelge 2. (devamı)
Table 2. (continued)

Mag. Kayaç	Karadağ V	Yeşilöz Plütonu						Akçataş Plütonu						Aeğöl Plütonu					
		KD-3	YL-3	YL-6	AK-1	AK-2	AK-3	AK-5	AK-6	AK-11	AK-12	AG-1	AG-2	AG-3	AG-5	AG-6			
Örnek No	KD-3	YL-3	YL-6	AK-1	AK-2	AK-3	AK-5	AK-6	AK-11	AK-12	AG-1	AG-2	AG-3	AG-5	AG-6				
Iz elementler (ppm)																			
Rb	155.8	214.8	206.3	121.0	199.7	135.8	132.8	181.4	141.2	117.6	190.2	204.9	261.1	130.6	156.7				
Sr	693.9	341.8	394.2	595.7	663.8	737.5	687.1	733.0	652.3	602.8	127.6	54.1	31.4	597.7	168.4				
Y	19.5	19.8	20.0	25.4	5.8	18.7	22.2	25.9	24.5	18.9	17.3	12.6	13.9	19.8	16.5				
Zr	219.1	234.9	204.8	268.7	217.1	204.3	225.2	243.2	231.6	165.2	120.8	67.9	61.2	215.0	134.4				
Nb	15.3	20.5	19.6	21.3	8.0	16.8	15.6	20.3	23.4	15.7	8.6	6.3	6.5	15.2	10.1				
Hf	5.0	6.2	5.5	6.3	5.2	5.5	5.3	6.1	5.3	4.6	4.2	2.7	2.8	5.2	4.1				
Ta	1.1	1.6	1.2	1.4	0.9	1.2	1.0	1.2	2.4	0.9	1.1	1.3	1.6	1.1	1.1				
Th	25.7	38.1	34.6	27.1	9.8	24.1	22.0	20.6	26.4	10.7	22.6	23.5	27.5	20.9	14.6				
Nadir Toprak Elementleri (ppm)																			
La	49.4	73.1	67.2	47.5	37.2	52.1	59.7	42.2	46.7	41.0	21.3	11.8	12.9	35.4	26.5				
Ce	86.9	124.5	113.8	93.2	57.9	93.9	110.2	81.3	94.2	74.3	40.9	23.2	24.0	68.4	55.7				
Pr	9.73	12.68	11.76	10.64	6.12	9.89	11.76	9.98	11.14	8.21	4.57	2.67	2.77	8.27	5.84				
Nd	33.7	42.5	39.3	39.5	22.1	34.5	40.1	37.5	39.7	29.7	16.1	9.0	9.4	31.9	19.5				
Sm	5.74	6.57	6.51	7.35	3.47	5.94	6.91	7.26	6.96	5.45	3.07	1.74	1.94	5.72	3.65				
Eu	1.15	1.15	1.12	1.46	0.83	1.37	1.42	1.51	1.49	1.11	0.62	0.28	0.20	1.26	0.85				
Gd	4.93	5.14	5.00	6.11	2.50	4.93	5.64	5.83	5.86	4.69	3.01	1.75	1.84	5.10	3.36				
Tb	0.73	0.68	0.68	0.85	0.29	0.69	0.84	0.84	0.85	0.69	0.49	0.29	0.32	0.70	0.56				
Dy	3.87	3.73	3.70	4.42	1.34	3.47	4.08	4.80	4.78	3.50	3.06	1.66	1.85	3.37	2.58				
Ho	0.68	0.67	0.70	0.90	0.20	0.63	0.84	0.88	0.85	0.69	0.55	0.37	0.37	0.62	0.56				
Er	1.88	2.03	2.08	2.58	0.67	1.83	2.15	2.56	2.31	1.69	1.73	1.22	1.36	1.89	1.47				
Tm	0.31	0.29	0.30	0.42	0.09	0.30	0.35	0.39	0.36	0.29	0.30	0.23	0.25	0.31	0.29				
Yb	1.93	1.99	2.10	2.80	0.61	1.85	2.13	2.51	2.57	1.95	2.06	1.55	2.02	1.94	1.57				
Lu	0.28	0.31	0.33	0.41	0.10	0.28	0.35	0.39	0.37	0.34	0.35	0.30	0.36	0.30	0.33				
ΣNTE	201.23	275.34	254.58	218.14	133.42	211.68	246.47	197.95	218.14	173.61	98.11	56.06	59.58	165.18	122.76				
(La/Yb)n	18.36	26.35	22.95	12.17	43.74	20.20	20.10	12.06	13.03	15.08	7.42	5.46	4.58	13.09	12.11				
Eu/Eu*	0.64	0.58	0.58	0.65	0.82	0.75	0.67	0.69	0.69	0.65	0.62	0.49	0.32	0.70	0.73				



Şekil 5. Nevşehir bölgesi plütonik ve subvolkanik kayaların CIPW-normlarına göre QAPF (kuvars, A. feldspat, plajiyoklaz, foid) diyagramında sınıflandırılması (Streckeisen, 1976).

Figure 5. Based on CIPW-norm QAPF (quartz, A. feldspar, plagioclase, foid) classification of the Nevşehir region plutonic and subvolcanic rocks (Streckeisen, 1976).

Acıgöl plütunu ve anklav örneği monzogranit ve kuvars monzodiyorit; Akçataş plütunu, anklav ve apolitik dayk örnekleri kuvars monzodiyorit, monzodiyorit ve monzogranit; Göynük ve Yeşilöz plütunları kuvars monzonit ve Karadağ subvolkaniti riyolit bileşimlerine sahiptir. İdişdağı ve Bayramhacı plütonik/subvolkanik kayaları ise kuvars içeriğine göre oldukça farklı bileşimler sergilemektedir. İdişdağı plütununa ait bazı örneklerin (GB-16 ve GB-28) kuvars bolluğu yüksek olup monzogranit bazı örnekleri ise kuvars bolluğu orta/düşük olup kuvars monzonit, kuvars monzodiyorit ve monzonit bileşimine sahiptir. İdişdağı subvolkanik ve apolitik dayk örnekleri ise

kuvars içermeyen (foid içeren) kayaç grubunda yer almakta ve tefritik fonolit, fonolitik tefrit ve foid monzodiyorit bileşimleri sunmaktadır (Şekil 5). Benzer şekilde Bayramhacı plütununun kuvars bolluğu değişken olup tonalit ve monzonit, subvolkanit eşleniği ise kuvars latit bileşimindedir. Bayramhacı subvolkanik (BH-14 nolu örnek) kütleyle ait tüm kayaç jeokimya analiz sonucu bulunmaması nedeniyle, İdişdağı subvolkanik kütleyle ait GB-8 nolu örnek ile benzer bileşim sergilemesinden dolayı fonolitik tefrit olarak adlandırılmıştır (Çizelge 1).

Acıgöl, Akçataş, Yeşilöz ve Göynük plütunları orta-kaba taneli hipidiyomorfik doku sunarken (Şekil 6a, b, d), Karadağ subvolkanik kayacı hipokristalin porfirik dokudadır (Şekil 6e). Plütonik ve subvolkanik kayalar benzer mineral parajenezi içermektedir. Monzogranit bileşimli Acıgöl plütunu ana bileşen olarak; kuvars, K.feldspat (ortoklaz, mikroklin), plajiyoklaz, biyotit ve nadir olarak amfibol içerir (Çizelge 1). Tali bileşen olarak; titanit, apatit ve opak, ikincil ürün olarak klorit ve serisit mineralleri gözlenir. Kuvars monzonit ve kuvars monzodiyorit bileşimine sahip kayalar ise ana bileşen olarak; plajiyoklaz, K.feldspat (ortoklaz, mikroklin), kuvars, amfibol, tali bileşen olarak; biyotit, piroksen, titanit, apatit, opak minerallerinden oluşmaktadır. İkincil ürün olarak klorit, serisit, karbonatlaşma ve kaolenleşmeler gözlenmektedir.

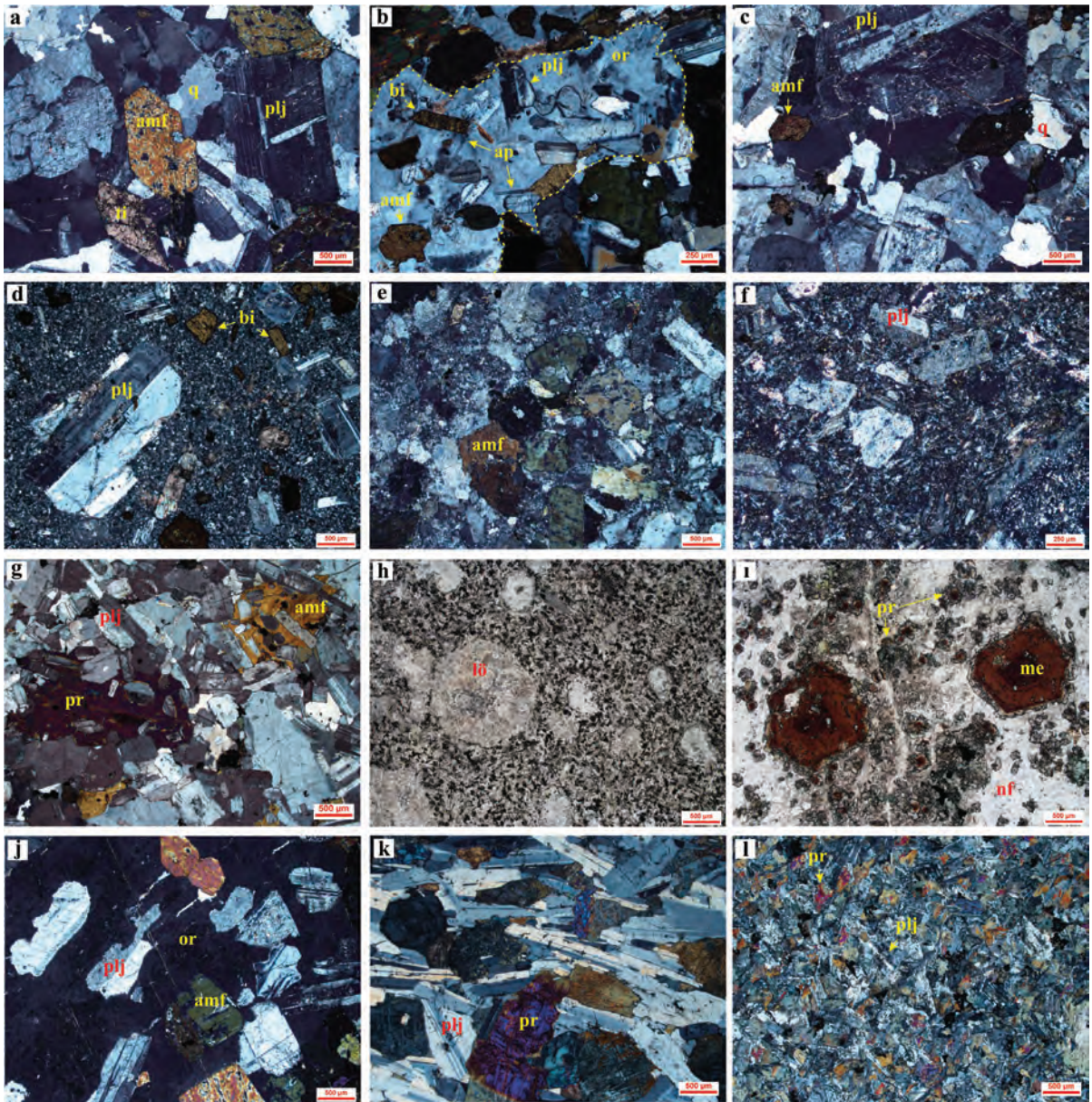
Monzogranit ve kuvars monzonit/monzodiyorit bileşimli plütonik kayalarda kuvarslar öz şekilsiz - gelişigüzel biçimlerde ve diğer minerallerin arasını doldurmuş ksenomorf şekillerde gözlenmektedir. Plajiyoklazlar öz şekilli - yarı öz şekilli kristaller halinde, polisentetik ve zonlu ikizlenme sunar. Plajiyoklazlarda yaygın olarak gözlenen alterasyon serisitleşmedir. Bazı plajiyoklazlarda magma mixing süreçlerinin kanıtı olan erime-çözünme dokusu ve plajiyoklazlar içerisinde kapanımlar şeklinde gözlenen lataşekilli plajiyoklazların varlığı önemli dokusal farklılıklardır. Ortoklazlar yarı öz şekilli / öz

şekilsiz ve diğer mineraller arasını doldurur şekilde veya poikilitik dokuda gelişmiştir. Amfibol mineralleri öz şekilli veya altıgen biçimli bazı minerallerinde ise yarı öz şekilli prizmatik biçimli olarak izlenir (Şekil 6 b, d). Yüksek girişim renkleri sunan amfiboller yeşilden koyu yeşile değişen tonlarda pleokroyizma sunar. Yarı öz şekilli - öz şekilli levhamsı kristaller halinde bulunan biyotitler ise, tek yönde dilinimi, pulsusönme özelliği ve kahverengi tonlarında kuvvetli pleokroyizması ile karakteristiktir. Amfibol ve biyotitlerin kenar ve dilinim izleri boyunca kloritleştiği gözlenir. Bazı amfibol ve biyotitlerde, eşyaşlı mafik ve felsik magmaların kimyasal karışımı (magma mixing) ile etkileşimi sonucu meydana gelen hibrid magmanın ürünleri olan kuvars, plajiyoklaz ve opak mineral kapanımları şeklinde afinitik dokular da tanımlanmıştır (Şekil 6b). Titanit, özşekilli ve yüksek optik engebesi ile karakteristiktir (Şekil 6b). Titanit gibi yüksek optik engebe sahip ksenotim, yüksek girişim renkleri ile titanitten ayırt edilmektedir.

Acıgöl ve Akçataş plütonlarında değişik boyutlarda gözlenen kuvars monzodiyorit ve monzodiyorit bileşimli (Şekil 5) *mafik mikrogranüler anklavları* benzer ana kayaç mineral parajenezine sahip olup, kuvars bolluğu oldukça düşüktür. İnce-taneli hipidiyomorfik dokuya sahip anklav örneklerinin ana kayasında olduğu gibi ortoklazlarda poikilitik dokular hakimdir (Şekil 6c). Ortoklazlar içerisinde amfibol, biyotit, plajiyoklaz ve iğnemsı apatit kristalleri kapanımlar şeklinde gözlenir. Aplit damarları ince-taneli hipidiyomorfik dokuda ve ana bileşen olarak kuvars, K-feldispat, plajiyoklaz ve biyotit minerallerinden oluşmaktadır (Çizelge 1). Kayaç felsik bileşenlerce zengin olup mafik mineral olarak az oranda biyotit içerir.

Bayramhacı ve İdişdağı plütonu ince-orta taneli hipidiyomorfik doku özelliği sunarken (Şekil 6f, 1), eş kökenli subvolkanik kayaçlar ise hipokristalin porfirik dokuludur (Şekil 6g, h, j, k). Monzogranit ve kuvars monzonit bileşimli kayaçlar ana bileşen olarak kuvars, K.feldispat (ortoklaz), plajiyoklaz, amfibol, biyotit ve/veya piroksenlerden oluşmaktadır. Tali bileşen olarak titanit, ksenotim, apatit, opak ve ikincil ürün olarak epidot, serisit, klorit, karbonat ve kaolinit mineralleri diğer gözlenen minerallerdir.

Kuvarslar genellikle öz şekilsiz ve diğer minerallerin arasını doldurmuş ksenomorf formdadır (Şekil 61). Polisentetik ve zonlu ikizlenmeler sunan plajiyoklaz mineralleri öz şekilli - yarı öz şekilli kristaller şeklindedir. Plajiyoklaz ve ortoklazların serisitleştiği, serisitleşmenin ileri aşaması olan ortoklazların kaolenleştiği ve plajiyoklazlarda gözlenen karbonatlaşmalar tanımlanan alterasyon türleridir. Amfibol genellikle yarı öz şekilli kristaller halindedir ve plajiyoklaz kapanımları içerir (Şekil 6f, 1). Mavimsi yeşil rengi ve değişen yeşil-kahve renklerinde pleokroyizması ile karakteristik olan amfiboller muhtemel olarak arfvedsonit bileşimindedir. Yüksek optik engebesi, yeşil renkte zayıf pleokroyizması ve yüksek girişim renkleri ile karakteristik olan piroksenler ise muhtemel olarak egirin bileşimindedir (Şekil 61). Bazı örneklerde izlenebilen biyotitler pulsusönme özelliği ve yeşil renk tonlarında kuvvetli pleokroyizması ile karakteristiktir. Epidot ise açık yeşil rengi ve yüksek girişim renkleri sunmaktadır. Kuvarsça fakir monzonitik bileşimli iki örnekte ise feldispat bolluğu yüksektir (Şekil 6f).



Şekil 6. (a) Acıgöl plütönu (AG-2), (b) Akçataş plütönu (AK-1) (c) Akçataş mafic enklave (AK-12), (d) Göynük plütönu (GR-3), (e) Karadağ subvolkanik (KD-3), (f) Bayramhacı plütönu (BH-6), (g, h) Bayramhacı subvolkanik (BH-12 ve BH-14), (i) İdişdağı plütönu (GB-19), (j, k) İdişdağı subvolkanik (GB-3 ve GB-8), (l) İdişdağı aplitine (GB-13) ait örneklerin mineral topluluğu ve dokusal özelliklerinin mikroskop görüntüleri (amf; amfibol, ap; apatit, bi; biyotit, lö; lösit, me; melanit, nf; nefelin; nö; nösean, or; ortoklaz, plj; plajiyoklaz, pr; piroksen, q; kuvars, ti; titanit) (a, b, c d, e, f, g, ı ve h, j, k, l mikrofotograflar çift ve tek nikol).

Figure 6. Photomicrographs of the mineral assemblages and textural properties in the (a) Acıgöl pluton (AG-2), (b) Akçataş pluton (AK-1), (c) Akçataş mafic enklave (AK-12), (d) Göynük pluton (GR-3), (e) Karadağ subvolcanite (KD-3), (f) Bayramhacı pluton (BH-6), (g, h) Bayramhacı subvolcanite (BH-12 and BH-14), (i) İdişdağı pluton (GB-19), (j, k) İdişdağı subvolcanite (GB-3 and GB-8), (l) İdişdağı aplite (GB-13) (amf; amphibole, ap; apatite, bi; biotite, lö; leucite, me; melanite, nf; nepheline; nö; nösean, or; orthoclase, plj; plagioclase, pr; pyroxene, q; quartz, ti; titanite) (a, b, c d, e, f, g, ı and h, j, k, l photomicrographs are in (+) and (-) nicols).

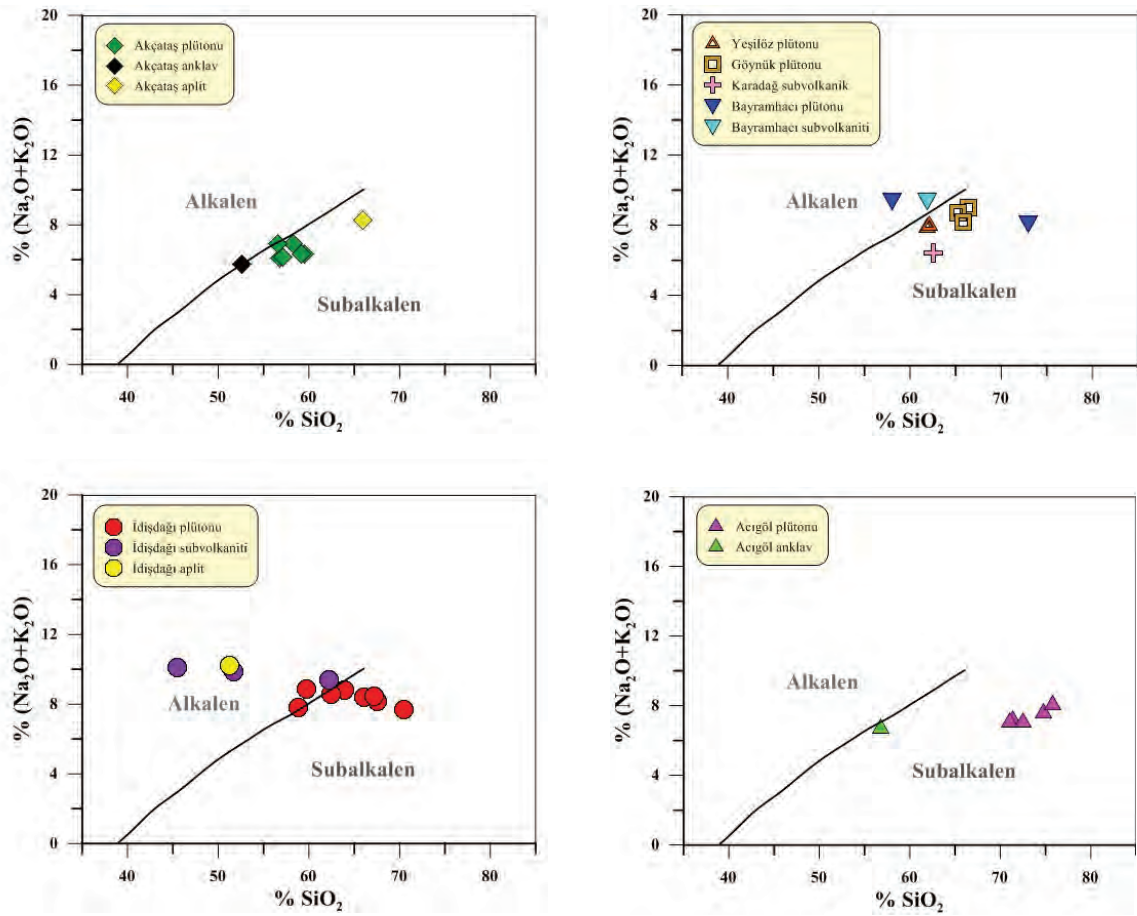
Kuvars içermeyen subvolkanik kayaçları feldispatoid mineralleri (nefelin/lösit) ve/veya feldispat mineralleri açısından zengindir (Şekil 6g, h, j, k). Ayrıca alkalin kayaçlarda yaygın olarak gözlenen nozeyan, melanit ve piroksen gibi mineraller içermektedir. Bu kayaçlarda genellikle öz şekilli ve uzun latalar şeklinde gözlenen ortoklazlar oldukça alteredir (Şekil 6j). Lösitler ise dairemsi / sekiz köşeli şekli, düşük optik engebesi ve izotrop özelliği ile karakteristiktir (Şekil 6j, k). Nefelinler; renksiz, optik engebesi düşük ve öz şekilsizdir. Bu mineraller genellikle diğer minerallerin arasındaki boşlukları doldurur şekilde ksenomorf formda gelişmiştir (Şekil 6h). Nozeyan kristalleri öz şekilli - yarı öz şekilli, renksiz ve izotrop özelliktedir (Şekil 6h). Melanit ise yüksek optik engebesi, kahverengi ve izotrop özelliği tanımlanabilmektedir (Şekil 6h). Aplitik dayka ait bir örnek ise nefelin, melanit ve piroksen mineralleri içermektedir (Şekil 6l). Melanit genellikle öz şekilli, altı köşeli ve zonlu yapı sunmaktadır. Melanitlerin kenarları genellikle piroksenler tarafından kuşatıldığı gözlenir. Özşekilsiz ve hâkî yeşil renkte gözlenen piroksenler muhtemel olarak egirin bileşimindedir.

JEOKİMYASAL ÖZELLİKLER

Nevşehir'in kuzeyi ve güneyinde farklı doku ve bileşimdeki plütonik ve subvolkanik kayaçların ana oksit ve iz element sonuçları ve ana oksit element sonuçlarından hesaplanmış CIPW normları Çizelge 2'de sunulmuştur. Bu analiz

sonuçları kullanılarak magmatik kayaçların sınıflandırılması ve magma tipini belirlemek amacıyla farklı diyagramlarda değerlendirilmiştir.

SiO₂ içerikleri monzogranit bileşimli kayaçlardan (% 62.56 – 75.74) kuvars monzonit / monzodiyorit (% 56.58 – 66.39), monzonit (% 58.07 – 59.78) ve fonolitik tefrit / tefritik fonolit kayaçlara (% 45.45 – 51.75) doğru azalırken NaO+K₂O içeriklerinin arttığı gözlenmektedir (Şekil 7). Toplam alkali-silis [(%NaO+K₂O) – %SiO₂] diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) monzogranit - kuvars monzonit / monzogranit bileşimli kayaçlar (Akçataş, Acıgöl, Yeşilöz, Göynük, İdişdağı ve Bayramhacı plütonu ve Karadağ subvolkaniti) subalkali özelliği sunarken, monzonit - fonolitik tefrit/tefritik fonolit arasında bileşim sergileyen Bayramhacı ve İdişdağı plütonik / subvolkanik kayaçları alkali özelliğe sahiptir. K₂O – SiO₂ diyagramında (Rickwood, 1989), Acıgöl plütonu ve Karadağ subvolkaniti yüksek-K kalk-alkalen karakter sunarken diğer magmatik kayaçlar yüksek-kalk-alkalen ile şoşonitik seri arasında bileşim sergilemektedir (Şekil 8a). Nevşehir Bölgesindeki magmatik kayaç örneklerinin çoğu, Maniar ve Picoli (1989)'un mafik mineral kimyasına göre yaptığı sınıflamada, I-tipi granitleri için karakteristik olan metaluminus bölgesine (mol A/CNK<1) karşılık gelmektedir (Şekil 8b, Çizelge 2). Acıgöl ve Yeşilöz plütonuna ait örneklerin tamamı ve İdişdağı plütonuna ait granitik bileşimli iki adet örnek I-S ayırım çizgisi ile metaluminus arasında kalan alanda yer almaktadır.



Şekil 7. Nevşehir Bölgesi plütönik, subvolkanik, MME ve aplitik dayk kayaç örneklerinin toplam alkali-silika [(%NaO+K₂O) – %SiO₂] diyagramında sınıflaması (Irvine ve Baragar, 1971).

Figure 7. Classification of plutonic, subvolcanite, MMM and aplitic dyke rock samples from the Nevşehir Region in total alkalis-silica [(%NaO+K₂O) – %SiO₂] diagram (Irvine and Baragar, 1971).

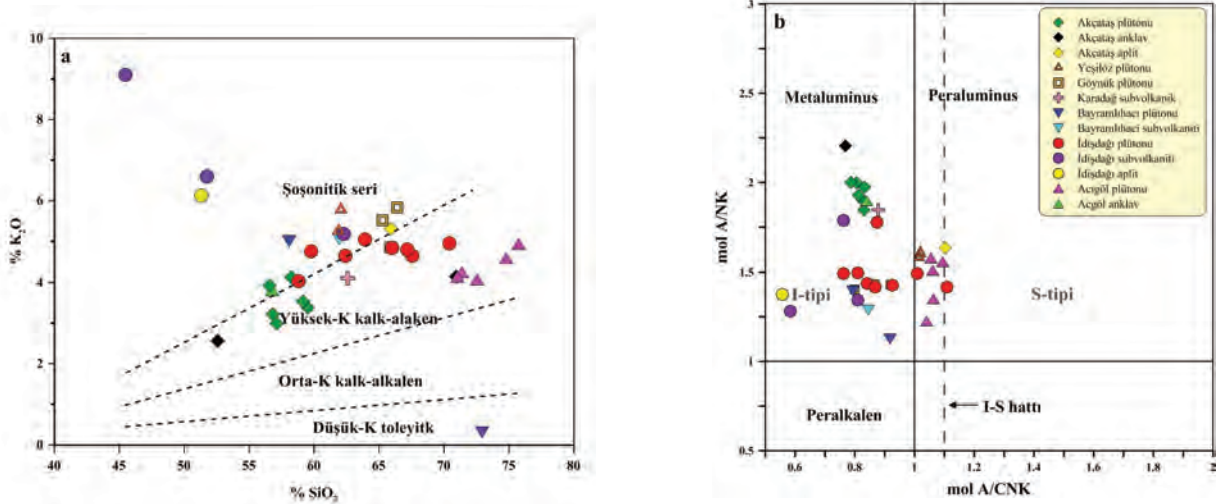
Nevşehir Bölgesine ait bütün magmatik kayaç örneklerinin kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramları Şekil 9’da verilmiştir. Bütün örneklerde NTE bollukları kondrite göre zenginleşme gösterirken monzogranit bileşimdeki Acıgöl plütönünün zenginleşme derecesi diğer plütönlara göre daha düşüktür (Şekil 9d). Subalkalen karakter sunan monzogranit bileşimli plütönik kayaçlardan alkalen karakterli monzonit ve foid içeren plütönik ve subvolkanik kayaçlara doğru NTE bollukları kondrite göre zenginleşme eğilimlidir (Şekil 9a,

b, c). Nevşehir Bölgesindeki bütün magmatik kayaçların hafif nadir toprak elementlerinin zenginleşme derecesi (HNTE) ağır nadir toprak elementlerine (ANTE) göre daha fazladır. Ağır nadir toprak elementlerindeki [(La/Yb)_n=(La/0.237)/(Yb/0.17)] normalize değerler (Sun ve McDonough, 1989), Akçataş plütönü 12.06 – 20.20, Karadağ subvolkaniti 18.36, Yeşilöz plütönü 22.95 – 26.35, Göynük plütönü 25.46 – 32.52 Bayramhacı plütönü / subvolkanitinde 14.45 – 27.18 arasında değerler sunarken, bu değerler Acıgöl plütönüne göre (4.58 – 12.11) yüksektir

(Çizelge 2). Subalkalen ve alkalen karakterli İdişdağı plütünü / subvolkanitinde ise ağır nadir toprak elementlerindeki (HNTE) zenginleşme oranı (23.29 – 82.17) diğer plütönik /subvolkanik kayalara göre yükselme eğilimlidir. Acıgöl plütünü belirgin negatif-Eu ($Eu/Eu^* = 0.32 - 0.73$) anomalisi göstermekte ve diğer plütönik / subvolkanik ve alkalen kayalarda genel olarak (Bayramhacı plütönünde bir örnek hariç) belirgin olmayan negatif-Eu anomalisi (0.58 – 0.82 ve 0.57 – 0.70) gözlenmektedir.

Nb ve Zr elementleri tüketilme eğilimindedir. Nevşehir bölgesindeki magmatik kayaların iz elementlerdeki değişimleri magmanın yitim zonu ve/veya çarpışma ile ilişkili tektonik yerleşimden türediğine işaret etmektedir (Pearce vd., 1984). Acıgöl plütönündeki Ba, Ta ve Nb tüketimi diğer plütönik ve subvolkanik kayalara göre daha belirgindir.

Nevşehir Bölgesindeki plütönik ve subvolkanik kayalara ait örneklerin çoğu Pearce



Şekil 8. Nevşehir Bölgesi plütönik, subvolkanik, MME ve aplitik dayk kayaların (a) K_2O karşı SiO_2 diyagramında (Rickwood, 1989), (b) $A/NK [(Al_2O_3/(Na_2O+K_2O))] - A/CNK [(Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O))]$ oranına göre (Maniar ve Piccoli, 1989) sınıflandırılması.

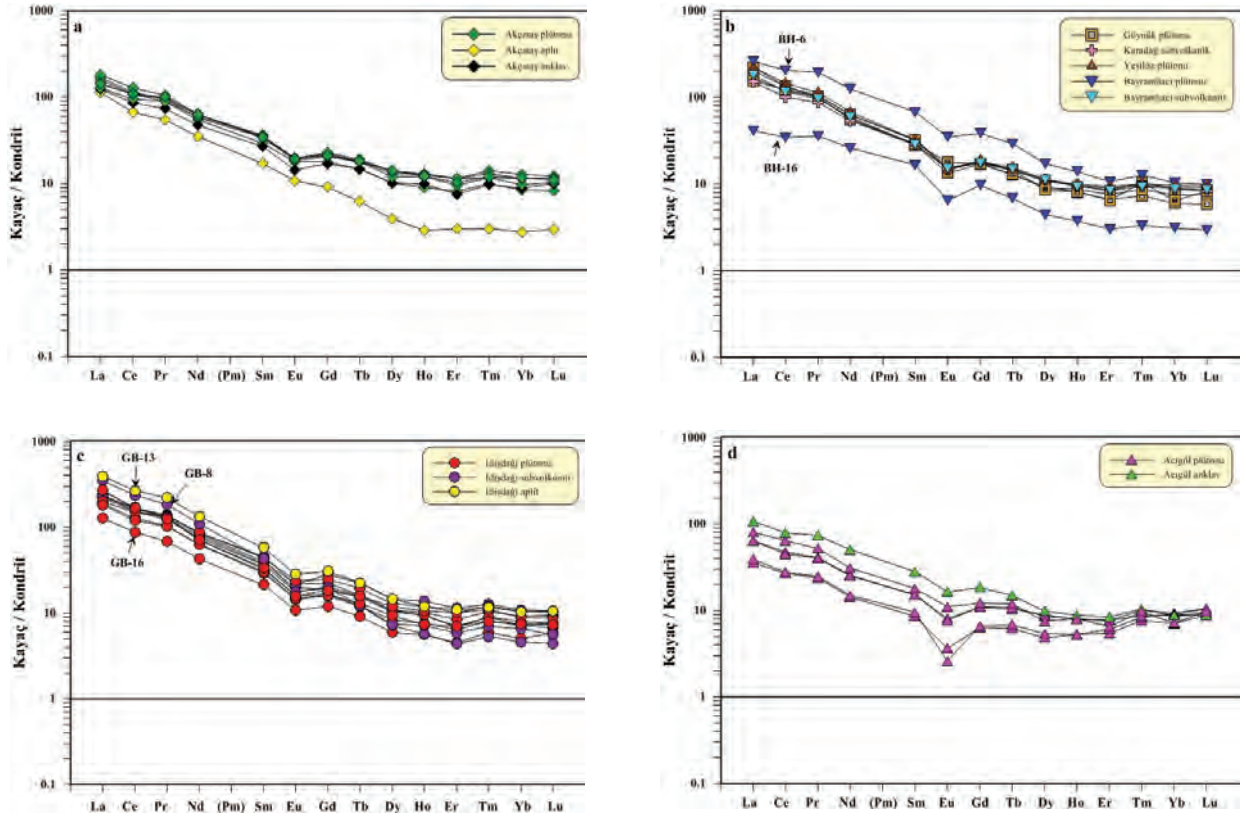
Figure 8. Classification of plutonic, subvolcanic, MME and aplitic dyke rocks from the Nevşehir Region in (a) K_2O vs. SiO_2 diagram (Rickwood, 1989), (b) $mol A/NK [(Al_2O_3/(Na_2O+K_2O))] - A/CNK [(Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O))]$ ratio (Maniar and Piccoli, 1989).

Çalışma alanına ait plütönik ve subvolkanik kayaların okyanus sırtı granitlere (ORG) göre normalize edilmiş çoklu element diyagramlarında (Şekil 10), bütün magmatik kayalar büyük iyon çaplı litofil elementler açısından (LILE: K, Rb, Ba gibi) kalıcılığı yüksek elementlere (HFSE: Ta, Nb, Hf, Zr, Y gibi) göre zenginleşme göstermektedir. Bölgedeki magmatik kayaların tamamında Ta,

vd. (1984)'ün granitler için ayırtman $Rb - [Y+Nb]$ diyagramında çarpışma sonrası (post-COLG) için karakteristik olan volkanik yay granitleri (VAG) alanına düşmektedir (Şekil 11a). Acıgöl plütünü ve İdişdağı subvolkanitine ait bir adet örnek syn-COLG alanına düşen değerler vermiştir. İdişdağı plütönünü kesen aplit dayk örneği, bir adet subvolkanit örneği ve Bayramhacı plütönüne ait

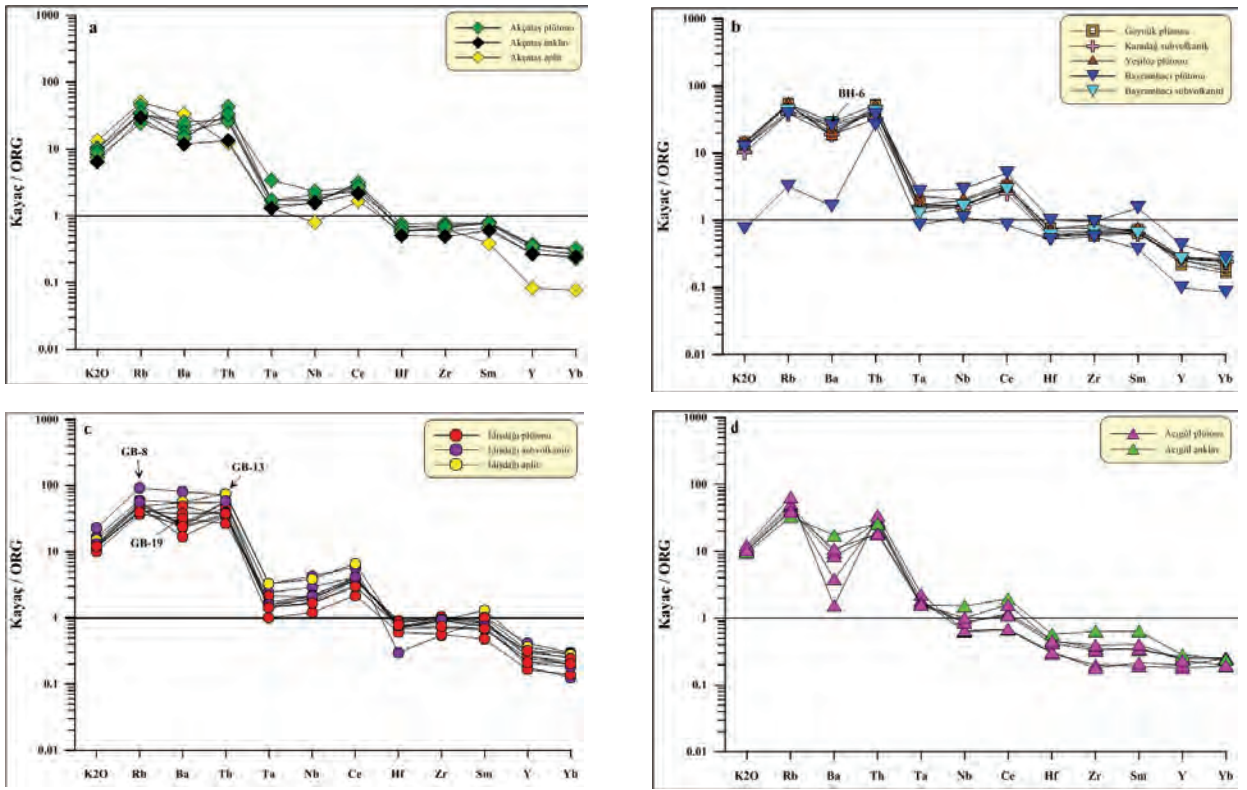
bir örnek WPG sınırında yer almaktadır. Bölgedeki magmatik kayaçlar La/Yb ve Th/Yb oranları ile kıtasal yay granitoidleri ile uyumlu değerler

sunmaktadır (Şekil 11b). La/Yb ve Th/Yb oranları Acıgöl Plütonundan İdişdağı subvolkanitine doğru artış eğiliminde değerlere sahiptir.



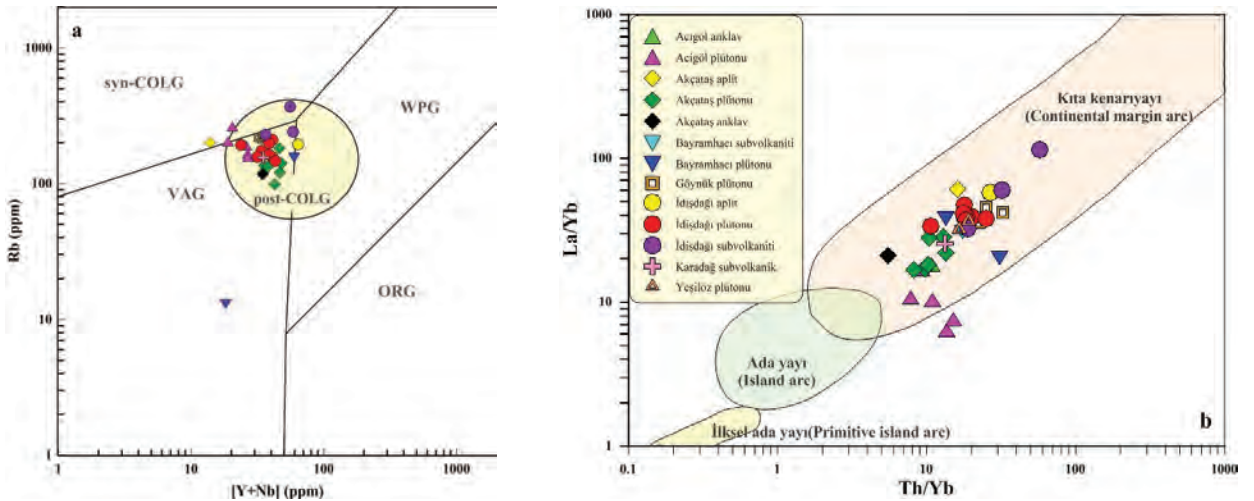
Şekil 9. Nevşehir Bölgesi plütonik, subvolkanik, MME ve aplitik dayk örneklerinin kondritlere normalize edilmiş NTE desenleri (kondritlere normalize değerler Nakamura 1974'den alınmıştır).

Figure 9. Chondrite-normalized REE patterns for the plutonic, subvolcanite, MMM and aplitic dyke samples from the Nevşehir Region (normalizing values are taken from Nakamura, 1974).



Şekil 10. Nevşehir Bölgesi plütönik, subvolkanik, MME ve damar kayaların kayaçların ORG normalize edilmiş çoklu element diyagramları (ORG normalize değerler Pearce vd., 1984'den alınmıştır).

Figure 10. ORG-normalized multi element diagrams for the plutonic, subvolcanite, MMM and aplitic dyke samples from the Nevşehir Region (normalizing values are taken from Pearce et al., 1984).



Şekil 11. Nevşehir Bölgesi plütönik, subvolkanik, MME ve damar kayaların kayaçların (a) Rb karşı [Y+Nb] (Pearce vd., 1984) ve (b) La/Yb karşı Th/Yb (Condie, 1989) tektonik diyagramlarında gösterilmesi.

Figure 11. (a) Rb vs. [Y+Nb] (Pearce et al., 1984) and (b) La/Yb vs. Th/Yb (Condie, 1989) tectonic diagrams for the the plutonic, subvolcanite, MMM and aplitic dyke samples from the Nevşehir Region.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Nevşehir (Kapadokya) bölgesinde farklı doku, mineralojik bileşim ve jeokimyasal özelliklere sahip üç tip plütonik ve/veya subvolkanik kayaç yüzeylenmektedir. Bu kayaçlar monzogranit, kuvars monzonit / kuvars monzodiyorit ve monzonit / foid bileşimindedir ve petrojenetik özelliklerini şu şekilde özetleyebiliriz:

(I) Monzogranit bileşimli kayaçlar, ana bileşen olarak kuvars + plajiyoklaz + iri-K.feldispat + biyotit minerallerinin yanı sıra (Çizelge 1) bazı örneklerde amfibol minerali de içermektedir. Monzogranit bileşimli kayaçların tamamı subalkalen (Şekil 7), yüksek-K ve kalk-alkalen (Şekil 8a, b) karakterli ve I-tipi magma (Şekil 8b) özelliği sunmaktadır. Ayrıca bu kayaçlar az bollukta MME ve iri K-feldispat megakristalleri (Şekil 4a) gözlenmektedir. Akıman vd. (1993), Aydın vd. (1998), Tatar ve Boztuğ (2005) ve Kadioğlu vd. (2006) tarafından MME ve iri-K.feldispat içeren löko-granitler Orta Anadolu Plütonları içerisinde erken granitoid evresini temsil eden kıtasal kabuk katkısı yüksek magmatik kaynaktan türemiş granitoidler içerisinde sınıflandırmışlardır. Kadioğlu vd. (2006) tarafından löko-granit bileşimli (granite-suit) kayaçların Ar/Ar yaşı 77.6 ± 0.3 My olarak belirlenmiştir. Löko-granit bileşimli Acıgöl plütonunun yaşı Aydar vd. (2012) tarafından ise Ar/Ar ve Pb/U yöntemiyle benzer şekilde 78.44 ± 0.29 My ve 77.8 ± 4.4 My olarak tespit edilmiştir. Acıgöl Plütonunun A/CNK oranı 1.04 ila 1.09 arasında (Çizelge 2) ve $A/CNK < 1.1$ olması ile zayıf peralüminalı özellik sunmaktadır (Chappel ve White, 1974). Plütonik kayaçlarda hesaplanmış CIPW-normatif korundum değeri ise 0.49 ve 0.91 arasındadır (AG-1 nolu örnek hariç). Chappel ve White (2001)'e göre S-tipi granitler için CIPW normatif korundum değeri > 1.0 olarak tanımlanmıştır. Plütonik kayaç, Rb-(Y+Nb) tektonik ayırtman diyagramında (Pearce vd. 1984) post-COLG alanında (bir örnek hariç) yer almaktadır (Şekil 11). Gerek mineralojik ve jeokimyasal özellikleri gerekse jeokronolojik

verileri dikkate alındığında löko-granit bileşimli Acıgöl plütonunun Orta Anadolu Granitoidleri içerisinde erken evreyi temsil eden kıtasal kabuk katkısı yüksek bir magmatik kaynaktan türediği anlaşılmaktadır. Plütonun HNT elementlerinin zenginleşme oranı da $(La/Yb)_n = 4.58 - 12.11$) diğer plütonik / subvolkanik kayaçlara göre düşük değerlerdedir (Çizelge 2). Ayrıca, Acıgöl Plütonunun ANTE'lerin tüketilmesi ile birlikte HNTE'lerin zenginleşmesi ve belirgin negatif-Eu ($Eu/Eu^* 0.32 - 0.73$) anomalisi sunması amfibol ve plajiyoklazın fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir.

Oldukça geniş bir bileşim sergileyen İdişdağı plütonuna ait silisçe aşırı doymun iki örneğinde (GB-16 ve GB-28) CIPW-normatif korundum değeri 0.33 ve 1.86'dir. Bu değerler plütonun kıta kabuğu karışımına uğramış olabileceğini göstermektedir. Benzer özellik sergileyen Yeşilöz plütonu da kıta kabuğu karışımına işaret etmesine karşın, plütone ait kuvars monzonitik bileşimli kayaçlar şoşonitik karakter sunmaktadır.

(II) Nevşehir (Kapadokya) bölgesinde kuvars monzonit ve kuvars monzodiyorit bileşimli kayaçlar, ana bileşen olarak plajiyoklaz + iri K-feldispat megakristalleri + kuvars + amfibol + biyotit mineralleri içermekte bazı örneklerde piroksen gözlenmektedir (Çizelge 1). Bu plütonik kayaçlar subalkalen (Şekil 7), yüksek-K kalk-alkalen ile şoşonitik arasında değişen (Şekil 8a) ve I-tipi magma (Şekil 8b) karakteri sergilemektedir. Kayaçların makro ve mineralojik özellikleri ve tüm kayaç jeokimyası yaygın olarak mafik ve felsik magmanın karışımı ile hibrid bir kökenden türediğine işaret etmektedir (Barbarin, 1999, Hibbard, 1991). Magma karışımına işaret eden bulguları; (a) magmatik kayaçların mafik mikrogonular anklav ve/veya iri-K.feldispat kristalleri içermesi (Şekil 4b, c), (b) bazı plajiyoklazların homojen magma karışımı (magma mixing) yansıtan erime-çözünme dokusu göstermesi ve iri plajiyoklazlar içinde lata şekilli plajiyoklazların varlığı, (c) poikilitik doku sunan

ortoklazların amfibol, biyotit, plajiyoklaz ve apatit kristalleri içermesi (Şekil 6c), (d) bazı amfibol ve biyotitlerin kuvars, plajiyoklaz ve opak mineral kapanımları ile afinitik dokular sunması (Şekil 6b) ve (e) MME içerisinde iğnemi apatit kristallerinin gelişmesi (Şekil 6c) şeklinde özetleyebiliriz. Orta Anadolu plütonik kayaçlar içerisinde bu özelliklere sahip granitoidler, Akıman vd. (1993), Aydın vd. (1998) ve Kadioğlu vd. (2006) tarafından alt kıta kabuğu ve manto kaynaklı malzemeden türemiş I-tipi plütonlar olarak sınıflandırılmıştır. Kuvars monzonit bileşimli ve şoşonitik karakterde magmatik kayaçların Ar-Ar yaşı ise Kadioğlu vd. (2006) tarafından olarak 70.0 ± 1.0 My tespit edilmiştir. Nevşehir bölgesinde Akçataş (aplit daykı hariç), Göynük, Yeşilöz plütonu ve Karadağ subvolkanitine ait kayaçların tamamı ve Bayramhacı ile İdişdağı plütonuna ait bazı örnekler I-tipi plüton özelliği sunmaktadır. Plütonik kayaçlarda (anklav örnekleri hariç) $(La/Yb)_n$ oranının geniş aralıkta değişmesi (12.06 – 33.78) felsik ve mafik magmaların değişen fiziksel koşullar altında hibritleşmenin göstergesi şeklinde yorumlanabilir. Yüksek $(La/Yb)_n$ oranı ise magma kaynağı olarak kalıntı granatlı-honblend içeren alt kıta kabuğunu yansıtmaktadır (Reichardt ve Weinberg, 2012). Bu plütonik kayaçların ANTE'lere göre zenginleşmiş HNTE desen sunması ve belirgin olmayan negatif-Eu ($Eu/Eu^* 0.58 - 0.75$) göstermesi fraksiyonel kristallenmeye işaret etmektedir. Plütonik kayaçların tamamı Pearce vd. (1984)'in Rb-(Y+Nb) tektonik ayırtman diyagramında VAG ve post-COLG alanında yer almaktadır (Şekil 11). Nevşehir bölgesindeki kalk-alkalen ve şoşonitik karakterli magmatik kayaçların tamamı Ta, Nb, Hf, Zr, Y ve Yb elementlerine göre zenginleşmiş K, Rb, Ba, Th, Ce ve Sm desenleri (Şekil 10 a, b, c) ile karakteristik VAG özelliği sunmaktadır (Pearce vd., 1984).

(III) Kuvars içeriği oldukça düşük monzonit / foid içeren fonolitik tefrit ve tefritik fonolit bileşimli plütonik / subvolkanik kayaçlar farklı

mineral parajenezlerine sahiptir. Kuvars oranı düşük ve feldispat (albit, ortoklaz) oranı kısmen yüksek olan monzonit bileşimli plütonik kayaçlar kuvars monzonit / kuvars monzodiyorit bileşimli kayaçlara nazaran farklılık sunmaktadır. Bu kayaçların CIPW-normatif kuvars değerleri 0.51 – 3.99, albit değerleri 35.20 – 37.82 ve ortoklaz değerleri 28.60 – 30.14 arasındadır (Çizelge 2). Foid içeren kayaçlar ise ana bileşen olarak iri K-feldispat megakristalleri ve/veya lösit kristalleri + nefelin +piroksen içermekte ve bazı örneklerde nozeyan ve melanit gözlenmektedir (Çizelge 1). Tefritik fonolit bileşimli örnekte (GB-3) CIPW-normatif ortoklaz değeri (45.55), nefelin değeri (9.55) ve diyopsit değeri (16.67) oldukça yüksektir (Çizelge 2). Foid monzodiyorit / fonolitik tefrit örneğinde ise CIPW-normatif nefelin değeri (5.13 – 17.63) ve diyopsit değeri (16.31 – 17.23) yüksek olup ortoklaz değeri düşük (11.52) olan örnekte lösit değeri (37.86) oldukça yüksektir. Monzonit bileşimli ve foid içeren kayaçlar; alkalen (Şekil 7, 8b), şoşonitik (Şekil 8a) ve metaluminus (Şekil 8b) karakter sunmaktadır. Orta Anadolu plütonları içerisinde alkalen karakterdeki monzonitik/siyenitik ve foid içeren kayaçlar alt kıtasal parçaları içeren ve büyük miktarda mantodan-türemiş magma katkısı ile gelişmiş A-tipi karakterli plütonlar olarak tanımlanmıştır (Aydın vd., 1998; Boztuğ, 1998; Köksal vd., 2001; Aydın vd., 2001; Kadioğlu vd., 2006). Kadioğlu vd. (2006) tarafından nefelin siyenitik kayaçlarda alkalen magmatizmasının Ar-Ar yaşı 69.8 ± 0.3 My olarak tespit edilmiştir. Silikaca-fakir ve silikaca-doygun olmayan Nevşehir Plütonik kayaçları içerisinde İdişdağı ve Bayramhacı plütonik ve subvolkanik kayaçların mineralojik ve jeokimyasal özellikleri Orta Anadolu alkalen magmatizması ile oldukça uyumludur. Alkalen özellik sunan örneklerin çoğunluğu Pearce vd. (1984)'in Rb-(Y+Nb) tektonik ayırtman diyagramında VAG ile WPG sınırında ve post-COLG alanı içerisinde yer almaktadır (Şekil 11a). ORG'a göre normalize edilmiş diyagramlarda granitoidler I-tipi plütonlar ile benzer yönelimler sunmasına karşın

düşük negatif-Ba anomalisi ve kısmen yüksek K, Rb ve Th anomalisi (Şekil 10c) ile çarpışma sonrası gelişmiş WPG'nin özelliklerini yansıtmaktadır (Pearce vd., 1984). Silikaca-fakir ve silikaca-doymamış alkalen özellik sunan örnekler yüksek K, Rb ve Th anomalileri ile kıtasal kabuk karışımını düşündürse de yüksek HNTE içeriği ($(La/Yb)_n = 23.29 - 82.17$) ile magma kaynağında kalıntı granatın varlığına işaret etmekte (Pertermann vd., 2004) ve kaynak ergiyiğin granat-lerzolitik olduğunu göstermektedir. İdişdağı ve Bayramhacı plütonik/subvolkanik kayaçlarında silikaca-fakir magmatizmadan silikaca-doymamış magmatizmaya geçiş nedeni ergime zonundaki su miktarındaki değişimler ile açıklanabilir (Bonin, 1990; Boztuğ, 1997; Aydın vd., 1998). Bonin (1990) tarafından üst manto veya alt kıtanın kısmi ergime zonunda yeterli su olması durumunda kısmi ergimenin tipik olarak kalk-alkalen ve hibrid magmayı ürettiği belirtilmiştir. Aynı araştırmacıya göre yeterli suyun bulunmaması durumunda ise kısmi ergimenin LIL (K, Rb ve Th) elementlerince zengin birincil alkalen magmatizmayı üretmektedir. İdişdağı ve Bayramhacı magmatik kayaçlarına ait silikaca-fakir örnekler, K.feldispat (ortoklaz, albit), piroksen (egirin) ve amfibol (arfvedsonit) mineralleri içerirken silikaca-doymamış örnekler ise feldispatoid (nefelin, lösit), nozeyan, melanit ve egirin mineralleri ile karakteristiktir. Düşük su içeriğine sahip silikaca-fakir magmadan Fe- ve Ti- zengin mafik silikatlar kristallenirken suca tüketilmiş magmadan silikaca-doygun olmayan fonolitik tefrit / tefritik fonolit bileşimli kayaçların geliştiği söylenebilir (Bonin, 1990). Alkalen karakterli magmatik kayaçların düşük negatif-Eu ($Eu/Eu^* = 0.57 - 0.70$) (Çizelge 2) ve düşük negatif-Ba anomalisi (Şekil 10b ve c) sunması ise alkali feldispatın fraksiyonlanması ile açıklanabilir.

Özet olarak Kapadokya bölgesindeki löko-granitler, I-tip ve A-tipi plütonik ve/veya subvolkanik kayaçlar mineralojik ve jeokimyasal özellikleri ve jeokronolojik verileri ile farklılıklar

sunmaktadır. Bütün magmatik kayaçlar zenginleşen LIL (K, Rb, Ba, Th) ve fakirleşen HFS (Ta, Nb, Hf, Zr, Y gibi) elementleri ve göreceli negatif Nb ve Ta anomalileri ile yitim zonu magmatizmasına işaret etse de (Pearce vd., 1984) iz element bollukları köken malzemesinin farklılıklar sunduğunu göstermektedir. Köksal ve Göncüoğlu (2008) tarafından Orta Anadolu'da S- (löko-granit), I- ve A- tipi plütonik kayaçlarda gerçekleştirilmiş farklı radyojenetik izotop sonuçları ile plütonların farklı kaynak özelliklerine sahip olduğu belirlenmiştir. Bu çalışmalar ile S-tipi granitoidlerin yüksek ilksel Sr oranları ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)} = 0.7128 - 0.7152$) ve düşük $\Sigma Nd_{(i)}$ (-9.1 ila -9.7) değerleri ile baskın kıtasal kökenli magmatik kaynaktan türediği belirlenmiştir. Benzer izotop verilerine sahip I- ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)} = 0.7078 - 0.7109$, $\Sigma Nd_{(i)} = -5.4$ ila -7.9) ve A-tipi ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)} = 0.7082$, $\Sigma Nd_{(i)} = -7.1$) plütonik kayaçların ise hibrit ve heterojen bir kaynaktan türediğini ancak A-tipi magmatik kayaçların alt kıtasal kabuk katkısı ile manto bileşiminin daha baskın olduğu ileri sürülmüştür. Nevşehir Bölgesinde I-tipi özellikteki löko-granit bileşimli Akçataş plütonu I-tipi plütonlara göre az oranda da olsa mikrogramüer mafik anklav içermesi manto katkısına işaret etmektedir. Jeokronolojik ve jeokimyasal verileri birlikte değerlendirildiğinde löko-granit bileşimli Acıgöl plütonunun I- ve A-tipi plütonlara göre yaşlı ve kıta kabuğu katkısı oranının fazla olduğu anlaşılmaktadır. Alkalen karaktere geçiş özelliği sunan İdişdağı ve Bayramhacı plütonu ve plütonu kesen A-tipindeki subvolkanit ve aplitik kayaçlar daha genç olup iz element bollukları alt kıta kabuğu katkısı ile manto bileşiminin daha baskın olduğuna işaret etmektedir. Kapadokya Bölgesinde yüzeyleyen plütonik kayaçların löko-granitlerden I- ve A-tipi plütonlara doğru manto kaynağı katkı oranının daha yüksek ve granitoidlerin Orta Anadolu Plütonları ile oldukça uyumlu olduğu gözlenmektedir.

Orta Anadolu Geç Kretase - Alt Tersiyer zaman aralığında ark arkaya gelişen S-/löko-granitler,

I- ve A- tipi granitoidlerin köken malzemesi farklı araştırmacılar tarafından benzer şekillerde tanımlansa da magmanın jeodinamik evrimi farklı modellerle açıklanmıştır. Bazı araştırmacılar tarafından farklı tipteki magmanın, Neo-Tetis kuzey kolunun kuzeye doğru dalma-batması sonucu İzmir-Ankara-Erzincan Sütür zonunun kapanması ve Anatolid – Pontid çarpışmasına bağlı olarak kısalan ve incelen kabuğun kısmi ergimesi ve çarpışma sonrası gerilme rejimlerine bağlı olarak geliştiği şeklinde yorumlanmaktadır (Akıman vd., 1993; Ekici, 1997; Ekici ve Boztuğ, 1997; Aydın vd., 1998). Bazı araştırmacılar ise, Orta Anadolu Granitoidlerinin oluşumunu kabuk incelmelerini takiben alt kıta kabuğuna doğru yükselen sıcak astenosferin neden olduğu litosferin delaminasyonu veya yitim ve yitim ile ilişkili litosferik dilim kopması (slab breakoff) olayına bağlamaktadır (Boztuğ, 1998; Aydın vd., 2001; İlbeyli vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Köksal ve Göncüoğlu, 2008). Erken evreyi temsil eden ve Syn-COLG olarak kabul edilen S-tipi granitlerin incelen ve kısalan kıta kabuğun kısmi ergimesi ile oluştuğu kabul edilse de mantodan türemiş mafik ergiyik içerip içermediği tartışma konusudur (Akıman vd., 1993; Ekici ve Boztuğ, 1997; Aydın vd., 1998). Orta Anadolu’da I-tipi granitler ile birlikte yaygın gelişen ve I-tipi granitlere göre nadir mafik mineral anklav içeren S-tipi granitlerin oluşumu farklı şekillerde yorumlanmıştır. Bazı araştırmacılar, S-tipi granitlerin Orta Anadolu Kristalen Kompleksine ait metasedimanterlerin bölgesel metamorfik koşullar esnasında kısmi ergimesi ve dehidrasyonu ile geliştiğini savunmuşlardır (Boztuğ, 1998; Tatar ve Boztuğ, 2005). Erken evreyi temsil eden löko-granitler ise metasomatize olmuş üst mantodan türeyen ergiyiklerin kıtasal kabuğa enjeksiyonu ile kıtasal kabuğun kısmi ergimesi modeliyle açıklanmıştır (İlbeyli vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006). I-tipi ve kalk-alkalen magmatizması ile karakteristik olan Post-COLG granitleri, bazı araştırmacılara göre sıcak astenosferin neden olduğu litosferin

delaminasyonu ve alt kıta kabuğunun ergimesiyle gelişmiştir (Akıman vd., 1993; Ekici ve Boztuğ, 1997; Boztuğ, 1998; Aydın vd., 2001). İlbeyli vd. (2004) ve Kadioğlu (2006) ise I-tipi (monzonite-suit) ve A-tipi (syenite-suite) magmatizmasının gelişmesinde alt kıta kabuğu ergimesiyle birlikte dalan litosferin dilim kopmasının da etkili olduğunu savunmuşlardır. Orta Anadolu’da farklı zamanlarda gelişen magmatizmanın oluşum mekanizmaları farklı araştırmacılar tarafından farklı şekillerde yorumlansa da oluşumu geç gerçekleşen A-tipi granitoidlerin çarpışma sonrası gerilme rejimi altında litosferik incelleme ile geliştiği ve S-tipi / löko-granitlerden I- ve A-tipi plütonik kayalara doğru manto katkı oranının yüksek değerlerde olduğu yönünde hem fikirlerdir (Ekici ve Boztuğ, 1997; Aydın vd., 1998; Boztuğ, 1998; Aydın vd., 2001; Köksal vd., 2001; Kadioğlu vd., 2006; Köksal ve Göncüoğlu, 2008).

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Nevşehir Hacı Bektaş Veli Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi tarafından 2012/3 nolu proje kapsamında desteklenmiştir. Yazarlar, arazi çalışmaları esnasında yardımlarından dolayı Dr. Ahmet Orhan’a teşekkür ederler. Ayrıca, makaleye olumlu eleştiri ve katkılarından dolayı Dr. Taner Ekici ve diğer hakeme teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY

Petrological and geochronological studies on plutonic rocks in Central Anatolia show that a variety of plutonic rocks developed during three different magmatic phases in Late Cretaceous - Early Tertiary. These plutons reflecting different source characteristics can be attributed to a subduction magmatism based on field, petrographic and geochemical properties. The leucogranites representing early phase granite have high-K series, calc-alkaline, peraluminous

and C- (or S) type melt character. C-type granitoids derived from upper crustal sedimentary rocks are assigned as the products of syn-collisional magmatism. The quartz monzonitic rocks of the late phase are characterized by high-K to shoshonitic series, calc-alkaline, metaluminous and H- (or I-) type melt composition. H-type granitoids, which are the products of post-collisional magmatism, frequently include mafic microgranular enclaves and K.feldspar megacrysts. Their formation may be attributed to the contribution of mafic magma derived from the partial melting of lithospheric mantle and/or slab break-off due to upwelling hot asthenosphere. The compositions of monzonitic and syenitic rocks at the final stage vary between silica-saturated and silica-unsaturated. They are slightly to strongly alkaline and A-type melt character. A-type plutonic rocks are considered to be formed by lithospheric thinning as a result of tensional regime following post-collisional magmatism.

In this study, the field, petrographic and geochemical properties of plutonic and/or subvolcanic rocks in the Cappadocia (Nevşehir) Region are summarized. The main aim of this paper is to discuss the petrogenetic processes in the study area by comparing with the diverse magmatism in Central Anatolia. The study area covers the Bayramhacı, İdişdağı, Göynük, Karadağ, Yeşilöz, Akçataş plutonic and/or subvolcanic as well as Acıgöl plutonic rocks cropping out in the northern and southern part of the Nevşehir province (Fig. 2 and 3). In the Cappadocia region, three types of plutonic and/or subvolcanic rocks with different texture, mineralogical and geochemical properties are exposed. These rocks reveal monzogranite (quartz abundance is high), quartz monzonite / monzodiorite (quartz abundance is moderate) and monzonite (quartz abundance is low) / phonolitic tephrite and tephritic phonolite (quartz free) compositions (Table 1; Fig. 5).

The Acıgöl pluton, exposed at the south of Nevşehir, exhibits monzogranite composition

(Fig. 5) and includes rarely mafic microgranular enclave (MME) and K.feldspar megacrysts (Fig. 4a). While the major minerals in the Acıgöl pluton are quartz, plagioclase, K.feldspar, biotite; the accessory minerals are titanite, apatite and opaque. The leucogranite is subalkaline, high-K series and calc-alkaline and I type melt character. The field, petrographic and geochemical features of the Acıgöl pluton typical indicate crustal derived granitoid. The Acıgöl pluton plots within post-COLG area and it typically has low Ba, Ce, Hf and Zr content. Moreover, the pluton's LREE ratio ($(La/Yb)_n = 4.58 - 12.11$) is lower than other plutonic / subvolcanic rocks in the Cappadocia Region.

In the northern section of Nevşehir, magmatic rocks have quite different compositions which are in monzogranite - quartz monzonite / monzodiorite - monzonite - phonolitic tephrite / tephritic phonolite composition. Quartz monzonitic / monzodioritic rocks contain dominantly MME and K.feldspar megacrysts. Furthermore, monzonitic rocks are in contact with the porphyritic subvolcanic rocks including feldspar or leucite megacrysts. Quartz monzonite / monzodiorite are composed of plagioclase, K.feldspar, quartz, amphibole, biotite as the main constituents. Accessory and secondary minerals are comprised by pyroxene, titanite, apatite opaque and epidote, chlorite, sericite, calcite, kaolinite, respectively. These rocks are characterized by subalkaline (Fig. 7), high-K to shoshonitic series (Fig. 8a), calc-alkaline and alkali-calcic (Fig. 8b) as well as showing I-type (Fig. 8c) melt composition. Macro and mineralogical properties of these rocks indicate magma mixing processes which can be summarized as; (a) including MME and K.feldspar megacrysts (Fig. 4b, c), (b) some plagioclase minerals show a sieved texture and lath-shaped small plagioclase within large plagioclase, (c) poikilitic textured orthoclase including amphibole, biotite, plagioclase and apatite crystals (Fig. 6c), (d) some amphibole

and biotite present appinitic texture with quartz, plagioclase and opaque inclusions (Fig. 6b), (e) acicular apatite inclusions in MME (Fig. 6c). In ocean ridge normalized element diagrams, quartz monzonitic / monzodioritic rocks reveal enriched large ion lithophile elements (LILE: K, Rb, Ba) compared to high field strength elements (HFSE: Ta, Nb, Hf, Zr, Y) which are the indicators of magma originated in a subduction zone and/or collisional tectonic setting. All the samples plot within post-COLG area. On the other hand, the LREE ratios for these rocks vary in a wide range ($(La/Yb)_n = 12.06 - 33.78$). The field, petrographic and geochemical features of the Akçataş, Göynük, Yeşilöz plutons and Karadağ subvolcanite typically point out subcontinent and lithospheric mantle derived granitoids. Some samples of İdişdağı and Bayramhacı plutons represent these properties.

Monzonitic and phonolitic tephrite / tephritic phonolite rocks have different mineral paragenesis (Table 1). Monzonitic rocks are composed of feldspar (albite, orthoclase), amphibole, pyroxene as the main constituents (Fig. 6f). Accessory and secondary minerals are comprised by quartz, xenotime, opaque and chlorite, sericite, calcite, kaolinite, respectively. Phonolitic tephrite / tephritic phonolite rocks contain orthoclase, nepheline, pyroxene, nozean and melanite (Fig. 6g, h, j, k). These rocks have alkali (Fig. 7 and Fig. 8b), shoshonitic series (Fig. 8a) and I-type (Fig. 8c) melt composition. Some İdişdağı and Bayramhacı plutonic rock samples and particularly subvolcanic and aplite dyke samples present alkali character. Although these samples plot both within post-COLG and at the boundary of WPG, they have low Ba and high K, Rb, Th values which reflect WPG after post-COLG. Also, these rocks have higher LREE ratio ($(La/Yb)_n = 23.29 - 82.17$) than other plutonic rocks in the Cappadocia Region. The field, petrographic and whole-rock chemistry data indicate that all magmatic rocks are formed by a subduction magmatism and the contribution of

subcontinent and lithospheric mantle increases towards A-type plutons. The petrographic and geochemical properties of magmatic rocks within the Cappadocia Region are quite compatible with the Central Anatolia Plutonic rocks.

ORCID

Ayşe Orhan 

<http://orcid.org/0000-0001-8103-5376>

Mehmet Demirbilek 

<http://orcid.org/0000-0003-2749-5560>

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akıman, O., Erler, A., Göncüoğlu, M.C., Güleç, N., Geven, A., Türel, T.K., Kadioğlu, Y.K., 1993. Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their tectonic implications. *Geological Journal*, 28, 371-382.
- Atabey, E., Tarhan, N., Yusufoglu, H., Canpolat, M., 1988. Hacıbektaş, Gülşehir, Kalaba (Nevşehir)-Himetdede (Kayseri) Arasının Jeolojisi. MTA Derleme Rapor No: 8523 (yayınlanmamış).
- Atabey, E., 1989. 1:100 000 ölçekli Açın-sama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi Kayseri-H19 paftası. MTA Genel Müdürlüğü (yayınlanmamış).
- Aydar, E., Schmitt, A.K., Çubukçu, H.E., Akın, L., Ersoy, O., Sen, E., Duncan, R.A., Atici, G., 2012. Correlation of Ignimbrites in the Central Anatolia Volcanic Province Using Zircon and Plagioclase Ages and Zircon Composition. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213- 214, 83-97.
- Aydın N.S., 1984. Orta Anadolu Masifinin Gümüşkent B. (Nevşehir) Dolayında Jeolojik-Petrografik İncelemeler. Doktora Tezi, 400 s., Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü (yayınlanmamış).
- Aydın, N.S., 1991. Orta Anadolu Masifi Akçataş Granitinin (Nevşehir) Petrografik Özellikleri. *MTA Dergisi*, 112, 117-133.
- Aydın, N.S., Göncüoğlu, M.C., Erler, A., 1998. Latest Cretaceous Magmatism in the Central

- Anatolian Crystalline Complex: Review of Field, Petrographic and Geochemical Features. *Turkish Journal of Earth Science*, 7, 259-268.
- Aydın, N.S., Malpas, J., Göncüoğlu, M.C., Erler, A., 2001. A Review of the Nature of Magmatism in Central Anatolia during the Mesozoic Post-Collisional Period. *International Geology Review*, 43, 695-710.
- Barbarin, B. 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25, 227-238.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments, *Lithos*, 46, 605-626.
- Becker, H., 1956. Gülşehir ile Hacıbektaş Arasındaki Bölgenin Kayseri'nin Batısı Jeolojisi. MTA Derleme Rapor No: 2578 (yayınlanmamış).
- Bonin, B., 1990. From orogenic to anoregenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, 25, 261-270.
- Boztuğ, D., 1998. Post-Collisional Central Anatolian Alkaline Plutonism, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 145-165.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 489-499.
- Condie, K.C., 1989. Plate tectonics and crustal evolution, third ed.: New York, NY, Pergman Press.
- Dönmez, M., Akçay, A.E., Türkecan, A., 2005. 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Kayseri-K34 paftası. MTA Genel Müdürlüğü (yayınlanmamış).
- Ekici, T., 1997. Yozgat Batoliti Yozgat Güneyi Kesiminin Petrolojisi. Yüksek Lisans Tezi, 75 s., C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü (yayınlanmamış).
- Ekici, T., Boztuğ, D., 1997. Anatolid-Pontid Çarpışma Sisteminin Pasif Kenarında Yeralan Yozgat Batolitinde Syn-COLG ve Post-COLG Granitoid Birlikteliği. *Yerbilimleri*, 30, 519-538.
- Erler, A., Kuşçu, İ., Dirik, K., Ulu, Y. ve Yavuz, N., 1996. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın Metalojenisi. ODTÜ Araştırma Fonu Proje No: 94-03-09-02, Ankara.
- Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, G.M.V., Olgun, E., Kuşçu, İ., 1991. Orta Anadolu Masifinin Batı Bölümünün Jeolojisi, Bölüm 1: Güney kesim. TPAO Rapor No: 2909 (yayınlanmamış).
- Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixing granitoid systems. In: Didder, J., Barbarin B. (Eds.) *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 431-444.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- İlbeyli, N., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G., 2004. Petrogenesis of collision-related plutonic in Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 72, 163-182.
- Kadioğlu, Y.K., Dilek, Y., Foland, K.A. 2006. Slab break-off and syncollisional origin of the Late Cretaceous magmatism in the Central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Geological Society of America Special Paper*, 409, 38 1-415.
- Köksal, S., 1996. İdiş Dağı - Avanos Yöresi'nin Jeolojik ve Petrolojik Özellikleri (Nevşehir - Orta Anadolu). Yüksek Lisans Tezi, 141 s., Orta Doğu Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü (yayınlanmamış).
- 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, 11-127.
- Köksal, S., Göncüoğlu, M.C., Floyd, P.A., 2001. Extrusive members of postcollisional A-Type magmatism in Central Anatolia: Karahıdır volcanics, İdişdağı-Avanos area, Turkey. *International Geology Review*, 43, 683-694.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635-643.
- MTA, 2001. 1:25.000 ölçekli Jeoloji Haritaları.
- MTA, 2005. 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Kayseri-K34 paftası.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757-775.
- Orhan, A., Demirbilek, M., 2014. Kapadokya Bölgesi (Nevşehir) Plütonik Kayaçların Mineralojik,

- Petrografik ve Jeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi. Nevşehir Hacı Bektaş Veli Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi, Proje No: 2012/3, 71 s. (yayınlanmamış).
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- Pertermann, M., Hirschmann, M.M., Hametner, K., Günther, D., Schmidt, M.W., 2004. Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite. *Geochemistry Geophysics Geosystem An Electronic Journal of Earth Sciences*, 5, 1-23.
- Reichardt, H., Weinberg, R.F., 2012. Hornblende Chemistry in Meta- and Diatexites and its Retention in the Source of Leucogranites: an Example from the Karakoram Shear Zone, NW India. *Journal of Petrology*, 0, 1-32.
- Rickwood, P.C., 1989, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements: *Lithos*, v. 22, p. 247-263.
- Seymen, İ., 1981. Kaman (Kırşehir) Dolayında Kırşehir Masifinin Stratigrafisi ve Metamorfizması. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 24/2, 101-108.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12 (1), 1-33.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 42: 313-345.
- Tatar, S., Boztuğ, S., 2005. The syn-collisional Danacıobası biotite leucogranite derived from the crustal thickening in central Anatolia (Kırıkkale), Turkey. *Geological Journal* 40, 571-591.
- Yılmaz, S., Boztuğ, D., 1994. Granitoid Petrojeninde Magma Mingling/Mixing Kavramı. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 44-45, 1-20.



Jeolojik, Arkeolojik ve Arkeosismolojik Veriler Işığında Myra Antik Kenti'nde Tarihsel Depremlere Ait Deformasyon Verileri, GB Anadolu

Evidence for Historical Earthquake-Related Deformation in the Light of the Geological, Archaeoseismological and Archaeological Data at Ancient City of Myra, SW Anatolia

Mustafa Softa¹ , Mehmet Turan² , Hasan Sözbilir¹ 

¹*Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tınaztepe Kampüsü, 35390
Buca-İzmir, Türkiye*

²*Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kamuni Kampüsü, 61080 Trabzon, Türkiye*

Geliş/Received : 10.10.2017 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 09.11.2017 • Kabul/Accepted : 17.11.2017 • Baskı/Printed : 01.01.2018
Araştırma Makalesi/Research Article Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Batı ve Güneybatı Anadolu'daki eski uygarlıklara ait antik yerleşimlerin birçoğu diri fay zonları üzerinde ve yakın çevresinde kurulmuştur. Güneybatı Anadolu'da, Fethiye-Burdur Fay Zonu ve Pliny-Strabo hendekleri arasındaki bölgede yer alan Myra Antik Kenti de, KD-GB uzanımlı aktif normal fayların üzerinde bulunur. Arkeolojik verilere göre Myra Antik Kenti ve çevresindeki yerleşim alanları tarihsel dönem depremlerinden yoğun olarak etkilenmişlerdir. Antik kentte ve çalışma alanında yapılan detaylı inceleme sonucunda; (i) Tarihsel dönem depremlerinin Myra Antik Kenti'nin neredeyse tamamında izler bıraktığı ve bu izlerin de Holosen zaman dilimi içerisinde gerçekleşmiş M.S. 141, M.S. 240 ve M.S. 344 depremlerinin göstergesi olabileceği (ii) bu depremlerin oluşturduğu deformasyon zonu içindeki antik kentin tiyatro ve liman bölümünde sistematik olarak belirli bir yöne doğru devrilen sütunlar, yıkılmış kolonlar, dönmüş ve eğimlenmiş bloklar şeklinde hasarlar geliştiği (iii) KD-GB uzanımlı bu deformasyon zonunun Kale ve Kekova Faylarının genel gidişi ile uyumlu ve oluşumunun KB-GD yönelimli genişleme ile ilişkili olduğu saptanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Arkeosismoloji, Demre, Kale Fayı, Myra Antik Kenti, Tarihsel Deprem

Abstract: Most of the antique cities in Western and Southwestern Anatolia were established along the active fault zones. The Myra Ancient City, located in the region between the Fethiye-Burdur Fault Zone and the Pliny-Strabo trenches in southwest Anatolia, is situated on the NE-SW trending active normal faults. According to archeological evidence, Ancient City of Myra was affected by historical earthquakes. Analysis of the damaged relics indicates: (i) Nearly all relics of the Myra Ancient City show different degrees of earthquake related damage and these damages may be evidence for 141 A.D., 240 A.D., 344 A.D. earthquakes in the Holocene time interval; (ii) The nekropolis of Myra, amphitheatre and the port of Myra were ruptured as a systematically collapsed columns, collapsed walls, and by rotated and displaced blocks in the damage zone; (iii) NE-SW trending damage zone linked with Kale Fault and Kekova Fault and NW-SE-directed extension is mainly responsible for the recent faulting along the Kale Fault.

Keywords: Archaeoseismology, Demre, Historical Earthquakes, Kale Fault, Myra Ancient City

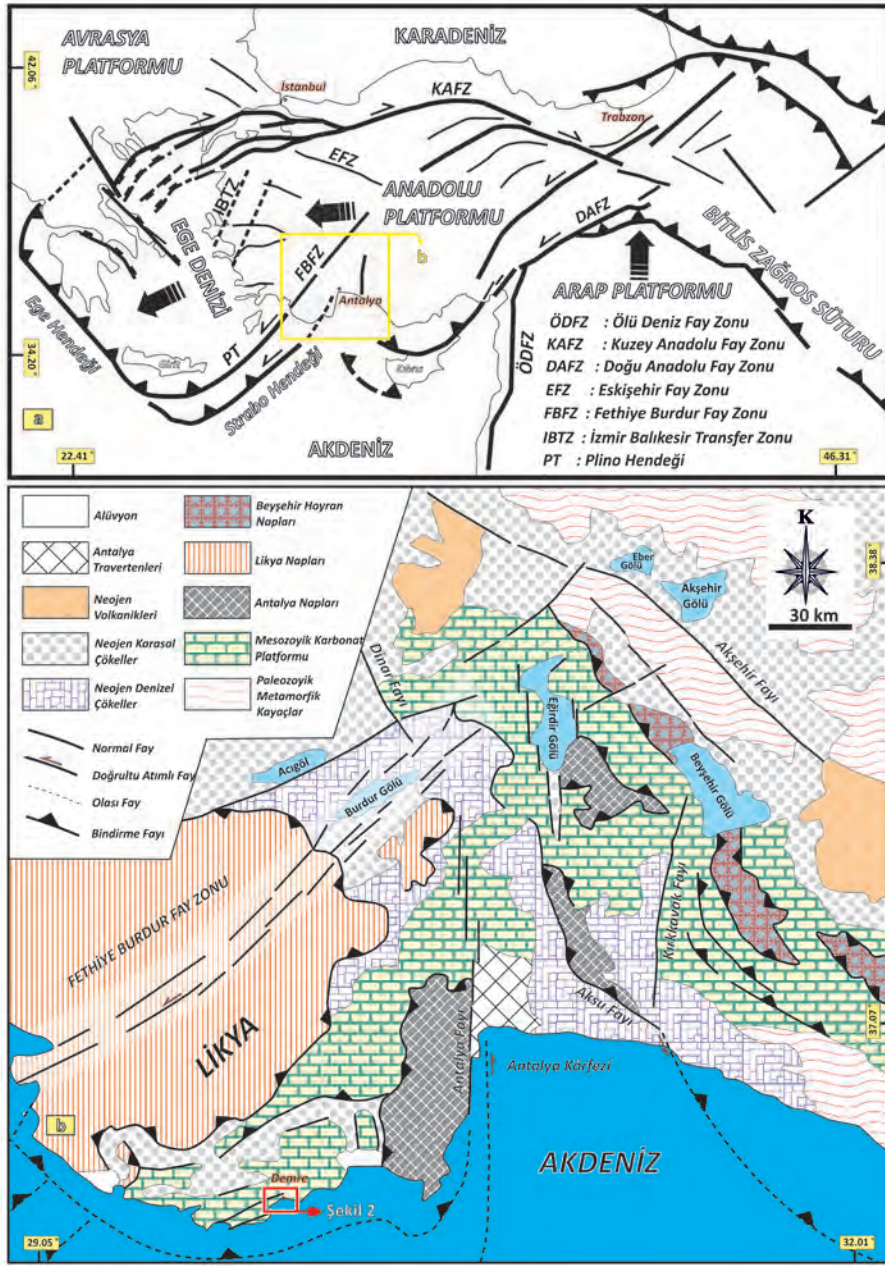
GİRİŞ

Antik dönem uygarlıklarının yokoluş nedenleri uzun yıllardan beri incelenen bir konudur. Bugüne kadar antik kentlerde değişik bilim dalları tarafından yapılan çalışmalarda antik dönem uygarlıklarının yokoluş nedenleri; savaş, hastalık, deprem, iklim değişikliği vb. gibidir. Bunların başında yer alan deprem felaketi hem can hem de mal kaybına neden olduğundan antik dönem yapılarında kalıcı izler bırakmış olmalıdır. Arkeolojik yapılardaki sismik kayıtların incelenmesi temeline dayalı olan arkeosismoloji Türkiye’de çok yenidir. Ülkemizde yeni başlayan jeoarkeolojik ve arkeosismolojik çalışmalar birçok araştırmacı tarafından eski uygarlıkların bulunduğu bölgelerin depremselliğinin ve aktif olabilecek fayların ortaya çıkarılmaları konularında çalışılmış ve başarı sağlanmıştır. (Altunel, 1998; Akyüz ve Altunel, 2001; Karabacak, 2011; Karabacak, 2016). Özellikle Batı Anadolu’daki antik yerleşimlerin önemli bir bölümü diri fay zonları üzerinde bulunmasından dolayı bu fay zonlarının yıkıcı bir deprem üretmesi durumunda, eski uygarlıkların yok olması kaçınılmaz bir sonuç olarak karşımıza çıkmaktadır.

Deprem sismisitesi açısından dünyanın en aktif bölgelerinden biri olan GB Anadolu’da (Rotsein ve Kafka, 1982; Jackson ve McKenzie, 1984; Barka ve Reilinger, 1997) ve özellikle Demre ve yakın çevresinde diri faylar tanımlanmıştır (Emre vd. 2012). Geniş ölçekte bakıldığında batıda Fethiye-Burdur Fay Zonu ve güneyde Pliny-Strabo hendekleri arasındaki bölgede kalan Demre, KD-GB uzanımlı fayların denetlediği yarım graben olarak karada güneye eğimli normal fay olan Kale ve kuzeye eğimli Kekova Fayının ve denizde ise kuzeye eğimli verev atımlı ters fayların denetlediği

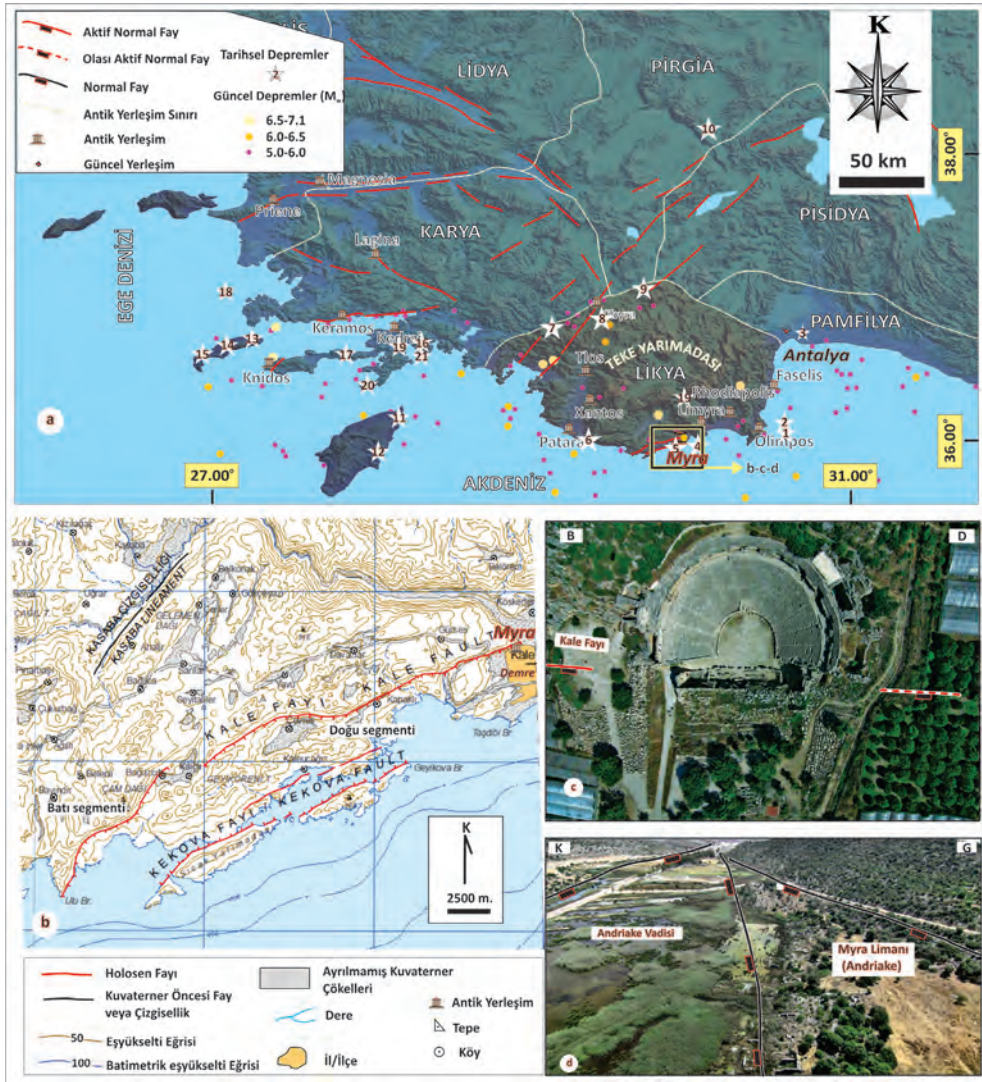
bir havza konumundadır (Şekil 1a ve 1b). Tarihsel ve aletsel dönemde yoğun sismik aktivite görülen bölgede, günümüzde büyüklüğü 7’ye kadar ulaşan depremler çoğunlukla Fethiye-Burdur Fay Zonu, Pliny-Strabo hendekleri, Kale ve Kekova Faylarını takip etmektedir (Şekil 2a). Tarihsel dönem depremleri ise aktif havza sınırına kurulan Myra ve Andriake gibi birçok antik yerleşimde görüldüğü gibi yoğun tahribatlara sebep olmuştur (Şekil 2b, 2c ve 2d).

Bununla birlikte, Demre ve yakın çevresinde, tarihsel dönemlerde yaşanmış depremlere kaynak olabilecek aktif faylara ilişkin jeolojik arkeosismolojik çalışma bulunmamaktadır. Bu çalışma kapsamında; Myra Antik Kenti ve yakın çevresindeki jeolojik bulgu ve gözlemler ile arkeolojik bulgu ve gözlemler birleştirilerek, antik kent tarihsel dönemde geçirmiş olduğu depremlere kaynak olabilecek aktif fayların ve kinematik özelliklerinin belirlenmesi hedeflenmiştir. Demre Ovası’nda yer alan ve Myra Antik Kenti ile yakın çevresini kapsayan bölgenin aktif tektoniğine ilişkin jeolojik inceleme, geçmişte antik kent üzerinde etkili olmuş ve gelecekte de bölgeyi tekrar etkileyebilecek nitelikteki fayların ortaya çıkarılması ve Myra Antik Kenti’ndeki yıkıntı izlerinin bölgede yaşanmış tarihsel depremlerle olan ilişkilerinin belirlenmesi çalışmanın temel amacını oluşturmaktadır. Bu amaç doğrultusunda, Myra Antik Kenti’nde meydana gelmiş olan kırık, çatlak ve diğer hasarlardan yararlanarak antik kentin ve yakın çevresinin arkeosismolojik açıdan incelenmesi ve ayrıca antik kentin tarihi bilgisi ile elde edilen gözlem ve verilerin sentezlenerek aktif tektonik, arkeoloji, uzaktan algılama gibi disiplinlerin metodolojilerinden kentin geçirmiş olduğu depremler ve bunların kentteki izleri yorumlanmıştır.



Şekil 1 a: Anadolu ve Akdeniz bölgesinin ana tektonik yapıları. Şekildeki siyah kalın oklar plakaların hareket yönlerini göstermektedir (Gürer vd. (2004); Eyüboğlu vd. (2013) ve Sözbilir vd. (2011)'den basitleştirilerek). **b:** Güneybatı Türkiye'nin jeoloji haritası (MTA tarafından yayımlanan 1/500,000 ölçekli jeoloji haritasından değiştirilerek), (Şenel (1997), Konak ve Şenel (2002), Gürer vd. (2004), Bozcu vd. (2007) ve Hall vd. (2009) birleştirilerek).

Figure 1 a: Main tectonic elements of Anatolia and the Mediterranean region. Black bold arrows show directions of plate motion relative to Eurasia and simplified from Gürer et al. (2004); Eyüboğlu et al. (2014) and Sözbilir et al. (2011). **b:** Geological map of Southwestern Turkey modified after 1/500,000-scale geological map sheets published by Mineral Research and Exploration Directorate of Turkey; Şenel (1997) and Konak and Şenel (2002), combine with Gürer et al. (2004), Bozcu et al. (2007), Hall et al. (2009).



Şekil 2 a: Güney Batı Anadolu'daki Roma dönemindeki Antik yerleşimlerin sınırları ve Myra antik kenti ve yakın çevresinde görülen diri fayların, Aletsel ve Tarihsel depremlerin dağılımı (Deprem verileri, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enst., Soysal vd. (1981); Guidoboni vd. (1994); Ambraseys ve Finkel (1995); Kondorskaya ve Ulumov (1999); Bayburtluoğlu (2003); Duggan (2005); Erel ve Adatepe (2007); Altınok vd. (2011)'den birleştirilerek). **b:** Kale Fayı'na ait segmentlerin diri fay haritasında görünümü (Emre vd. (2012)). **c:** Kale Fayı'nın Myra Antik Kenti'nin tiyatrosundaki izinin hava fotoğrafında görünümü. **d:** Andriake liman koyunu denetleyen Kekova Fayının uzanımının ve Andriake' nin hava fotoğrafında görünümü.

Figure 2 a: Ancient regions border of the Roman period in western Anatolia and major active fault, major ancient settlements of the Myra region and historical earthquakes historical and instrumental seismic events in Turkey and surrounding areas (earthquakes produced from Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute , <http://koeri.boun.edu.tr> and combined with Soysal et al. (1981); Guidoboni et al. (1994); Ambraseys & Finkel (1995); Kondorskaya & Ulumov (1999); Bayburtluoğlu (2003); Duggan (2005); Erel & Adatepe (2007); Altınok et al. (2011)). **b:** The view of the segment of Kale Fault in map of active fault of Turkey (Emre et al. (2012)). **c:** The view of Kale Fault on the aerial photos in Ancient city of the Myra theater. **d:** The aerial photo shows port of Myra (Andriake) and Andriake which are controlled by Kekova Fault.

YÖNTEM

Çalışılan alanda 2010-2012 ve 2017 yılları arasında gerçekleştirilen arazi çalışmalarıyla elde edilen veriler büro çalışmaları ile yorumlanmıştır. Arazi çalışmaları, jeolojik ve arkeosismolojik incelemeler olmak üzere iki başlık altında toplanmıştır. Jeolojik çalışmalar sırasında 1/25000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış ve bölgede gözlenen diri faylar harita üzerine işlenmiştir. Arkeosismolojik incelemeler kapsamında, bölgeyi etkileyen tarihsel depremlerin Myra Antik Kenti'ndeki izleri detaylı olarak incelenmiştir. Laboratuvar çalışmaları kapsamında ise, 30 metre çözünürlüklü SRTM verileriyle ArcGIS 10.2.2 programında detaylı çalışılarak bölgenin 3 boyutlu modeli oluşturulmuş ve araziden toplanan kinematik verilerle Faultkinwin-7 programı üzerinde Kale Fayına ait Paleostress analizleri değerlendirilmiştir.

BÖLGENİN JEOLÖJİK-NEOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ VE DEPREMSELLİĞİ

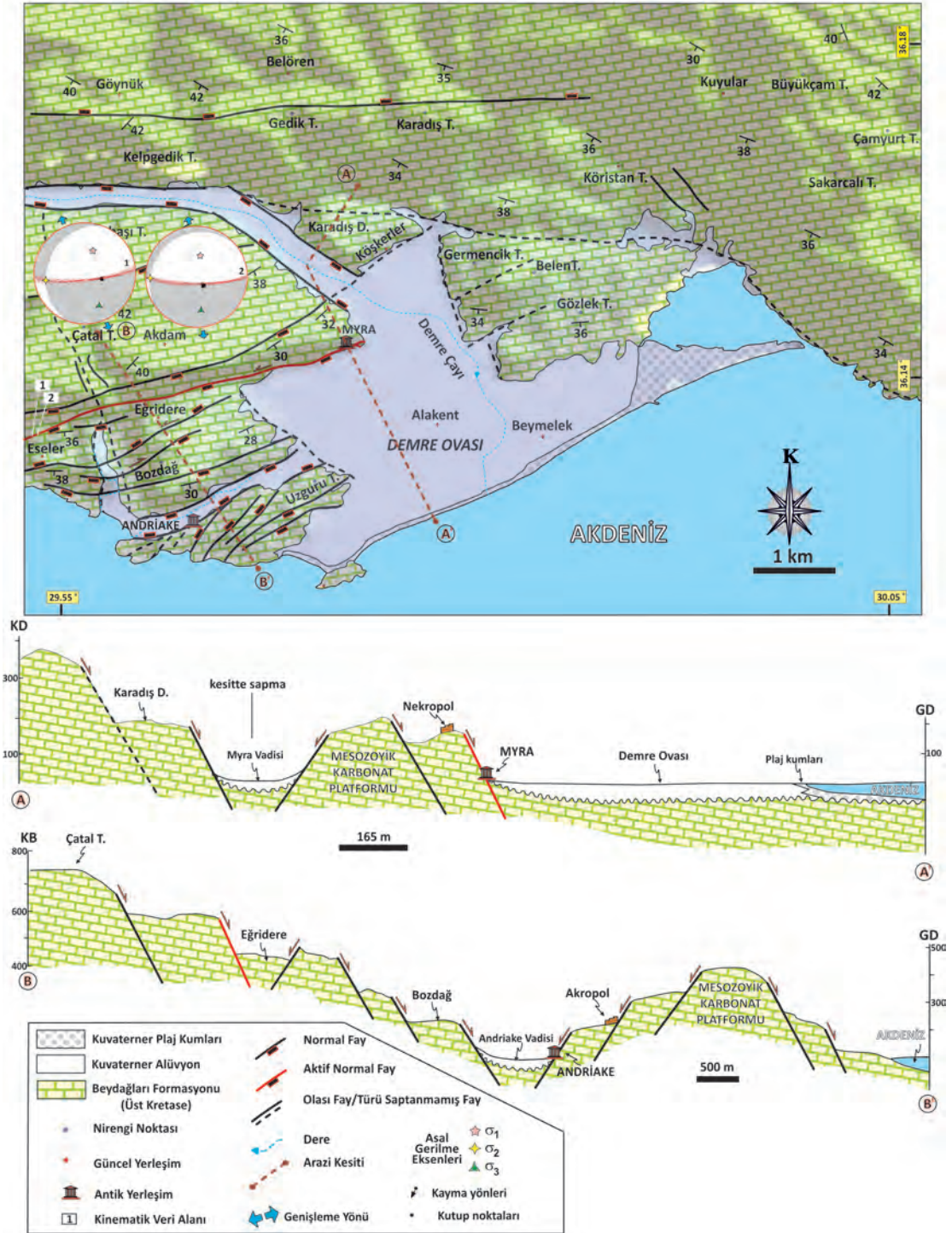
Demre ve çevresindeki temel kayalarını Beydağları Otoktonu'na ait Jura-Kretase yaşlı platform tipi kireçtaşlarından oluşan Beydağları Formasyonu'nun karbonatları oluşturur (Günay vd., 1982; Dumont ve Kerey, 1975; Poisson, 1977; Koçyiğit, 1981 ve 1983; Ersoy, 1990), (Şekil 3). Demre ovasını kuzeyden güneye doğru kateden büyük debili Demre Çayı'nın taşıdığı Kuvaterner yaşlı alüvyon birimleri ise Üst Kretase yaşlı Beydağları formasyonunun platform karbonat birimlerini uyumsuz olarak üzerlemektedir.

İnceleme alanı ve yakın çevresinin tarihsel ve aletsel dönemde yoğun bir sismik etkinliğe sahip olduğu görülmektedir. Bölgede gözlenen M.S. 60-1900 yılları arasındaki depremleri harita üzerinde incelediğimizde depremlerin denizaltı morfolojisi, Fethiye Burdur Fay Zonu, Kale Fayı ve Kekova Fayı'nın olduğu bölgede yoğunlaştığı izlenmektedir (Şekil 2a). Aynı zamanda Fethiye Burdur Fay zonu üzerinde bulunan Kibyra Antik Kenti de Myra Antik Kenti gibi bu fay zonunun ürettiği depremlerden ve bölgedeki

yoğun depremlerden oldukça şiddetli şekilde etkilenmiştir. Emre ve diğ. (2012) çalışmasında bu zon, diri fay olarak tanımlanmış ve bu fay zonu boyunca yapılan jeolojik çalışmalar fayın yıkıcı deprem üretebileceğini ve GPS çalışmaları ile halen aktivitesini sürdürdüğünü göstermiştir (Barka ve Reilinger, 1997; Taymaz ve Price, 1992; Akyüz ve Altunel, 2001; Karabacak, 2011).

Myra Antik Kenti'nin de içinde yer aldığı Demre ilçesi, Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası'nda sismik etkinliğin yoğun olduğu 1. Derece Deprem bölgesi içerisinde yer almaktadır. Bu bölgede son yüzyılda büyüklüğü (M_w) 5-7.1 arasında değişen oldukça yoğun depremsellik görülmektedir (Şekil 2a). Tarihsel dönem deprem kayıtlarına bakıldığında Myra Antik Kenti'nin de içinde bulunduğu tüm Likya kıyıları önemli derecede hasar görmüştür (Çizelge 1).

Bean (1978) ve Duggan (2004)'nın çalışmalarına göre M.S. 13-37'deki yıkıcı depremden sonra Patara Antik Kenti'ndeki tiyatro bölümü yoğun hasar görmüştür. Fethiye Burdur Fay Zonu üzerinde M.S. 23 yılındaki depremden Kibyra Antik Kenti ağır şekilde etkilenmiştir (Bean, 1978; Duggan, 2004; Karabacak vd., 2013). Likya kıyılarının büyük bir bölümünde özellikle Myra Antik Kenti'ne yoğun hasar veren M.S. 60-68 depreminin ardından Myra ve Patara'da tsunami meydana gelmiştir (Guidoboni vd., 1994; Öner, 1998). MS 141'de Rodos, Likya ve Karya'da ciddi zararlar yaratan 7 büyüklüğündeki depremden Myra, Trebendai, Sura, Işion antik kentleri de etkilenmiştir. Bu depremden sonra buralarda ve daha birçok yerde (Xanthos, Olympos, Pinara, Tlos, Letoon, Choma, Podalia, Arycanda, Oinoanda, Calynda, Cyanaeae, Aperlae, Nysa, Sidyma, Acalissos, Patara, Perge, Termessos) hayırsever Opramoas tarafından taş tiyatrolar, hamam, tapınak vb. yapılar onarılarak restore edilmiştir (Bayburtluoğlu, 2003; Bean, 1978; Duggan, 2004). Bayburtluoğlu (2003 ve 2004) çalışmasında M.S. 240 ve M.S. 385 yıllarında Arycanda merkezli neredeyse tüm Likya kıyı şeridi boyunca hasara neden olan depremler meydana geldiğini ifade etmiştir.



Şekil 3: Demre ve yakın çevresinin 1/25000 ölçekli jeoloji haritası ve Arazi tabanlı jeolojik kesitler, genç havza dolgularının ve daha yaşlı temel kayalarının yapısal ve stratigrafik ilişkilerini göstermektedir.

Figure 3: 1/25000 scale detailed geological map of Demre and surrounding regions and Field-based geologic cross-sections showing stratigraphic and structural relationships of basin fill units with older basement units.

Çizelge 1. GB Anadolu ve yakın çevresinde hissedilen tarihsel dönem depremlerinin dağılımı (Soysal vd. (1981)^h; Guidoboni vd. (1994)^a; Ambraseys ve Finkel (1995)^g; Kondorskaya ve Ulumov (1999)^b; Bayburtluoğlu (2003)^f; Duggan (2004)^e; Erel ve Adatepe (2007)^d; Altınok vd. (2011)^eden birleştirilerek).

Table 1. Historical earthquakes and their magnitudes in coast of SW Anatolia and surrounding area (Combined with Soysal et al. (1981)^h; Guidoboni et al. (1994)^a; Ambraseys & Finkel (1995)^g; Kondorskaya & Ulumov (1999)^b; Bayburtluoğlu (2003)^f; Duggan (2004)^e; Erel & Adatepe (2007)^d; Altınok et al. (2011)^e).

Numara	Zaman	Lokasyon	Şiddet	Açıklamalar
1 ^a	88-MÖ	38.0781-30.1609	?	
2 ^b	60-MS	37.8000-29.1000	IX	
3 ^a	68-MS	Likya Kıyıları ve Demre	IX	Tsunami
4 ^{acde}	141/142-MS	Myra-Demre	VIII	
5 ^d	144-MS	Fethiye-Kalkan	VIII	
6 ^f	240-MS	Myra-Arycanda	?	
7 ^d	344-MS	Rhodos	IX	
8 ^a	494-MS	37.8383-29.0866	IX	
9 ^{ac}	529/530-MS	Myra	VIII	
10 ^g	1609-MS	Rhodos	IX	Tsunami
11 ^g	1741-MS	Rhodos	VIII	Tsunami
12 ^c	1743-MS	Antalya	?	Tsunami
13 ^g	1756-MS	Doğu Akdeniz	V	
14 ^h	1759-MS	Akdeniz Kıyıları	VIII	
15 ^h	1849-MS	Akdeniz Kıyıları	VI	
16 ^h	1857-MS	36.800-28.300	VI	
17 ^h	1869-MS	36.800-27.900	VIII	
18 ^h	1885-MS	37.800-28.200	IX	
19 ^h	1887-MS	Akdeniz Kıyıları	VII	
20 ^h	1896-MS	36.5000-28.000	X	
21 ^h	1897-MS	36.8000-28.3000	VI	

Guidoboni vd. (1994); Ötügen (1996) ve Duggan (2004) Myra-Demre'ye yoğun hasar veren diğer bir depremin M.S. 529-530 depremi olduğunu ve bu sarsıntıdan kırık hattı boyunca oluşan yatay yer değiştirmenin Kekova yakınlarında 7 metreye eriştiğini saptamışlardır. Aynı zamanda bu depremden tüm Likya kıyıları ağır bir şekilde etkilenmiş ve bu olay M.S. 68 yılında Likya sahillerindeki Myra, Patara, Xanthos, vb. gibi aynı alanları etkileyen depremin ve tsunaminin tekrar ettiğini göstermektedir (Çizelge 2). 7. yüzyılda Myra'da iki büyük sarsıntı meydana gelmiş ve Aparlea, Kekova ve Simena'nın denizin içine batarak Antalya'nın batık kentlerinin şekillenmesine neden olmuştur (Verstraten ve diğ., 2000; Duggan, 2004).

1489, 1492 ve 1741 yıllarında Rodos ve yakın çevresini etkileyen depremler meydana gelmiştir. Bu depremler deniz içinden geçen tektonik hatlarda meydana gelmiş ve sonrasında tüm Likya kıyılarını etkileyen tsunamiler oluşmuştur (Soysal vd., 1981; Ambraseys ve Finkel, 1995; Duggan, 2004). 1743, 1759, 1849, 1858, 1887 ve 1911'de depremler Antalya ve Rodos kıyılarını etkilemiştir (Soysal vd., 1981; Ambraseys ve Finkel, 1995; Özhan, 2004; Duggan, 2004; 2005). 1969 ve 1975 yıllarındaki depremlerde tüm Akdeniz kıyıları, özellikle Kaş,

Kalkan, Rodos ve yakın çevresi etkilenmiştir (Ayhan vd, 1983; Duggan, 2004; Demirtaş, 2005; Duggan, 2005). Fakat yukarıda açıklanan tarihsel deprem kayıtlarında, Myra Antik Kenti'ndeki yapılarla ilgili hasar kayıtları bulunmamaktadır.

Kale Fayı

Kale Fayı, yaklaşık 32 km. uzunluğunda K65°D uzanımında morfolojik olarak iç bükey yapı sunan iki parçalı verev atımlı normal bir faydır. Kale

Fayı'nın doğu segmenti, arazide Kale Mevkii'nden başlayıp Kapaklı Mevkii istikametinde ilerlemektedir. Batı segmenti ise Boğazcık Mevkii'nden başlayıp deniz içerisine Stroggili adası güneybatısı boyunca devam eder (Emre vd. 2012). Bu iki segment, Boğazcık mevkiinde birbirlerine aktarım rampası ile bağlanmaktadır (Şekil 2b).

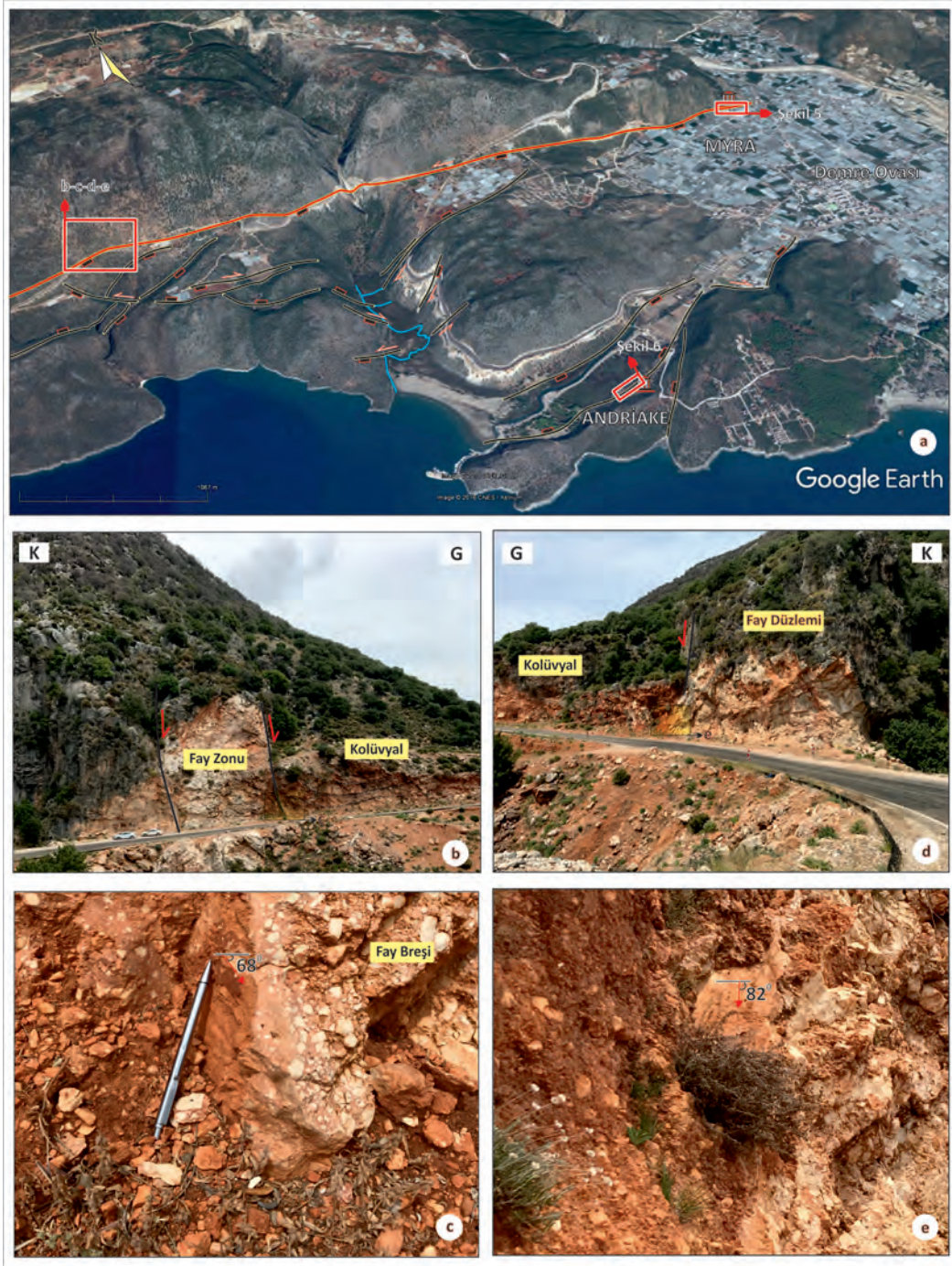
Kale Fayı'nın doğu segmenti Kale yakınlarında alüvyon ile Mesozoyik karbonat platformu kireçtaşlarının sınırını oluşturur. (Şekil 3). Çalışma alanında bu kireçtaşları içerisinde çok net gözlenen kırık hattı, uzanımındaki ötelenmeler, ani topoğrafya değişimi, içerisinden geçtiği antik kentin tiyatro ve birçok kesimlerine verdiği hasarlar göz önüne alınarak harita üzerine konumlandırılmıştır.

Kale Fayı'nın doğu segmenti, inceleme alanında Eseler Mahallesi'nden başlar ve Myra Antik Kenti'nin tiyatrosundan geçerek, Belen Tepe istikametine devam eder. Çalışma alanı içerisinde yaklaşık 5 km. izlenebilmektedir (Şekil 4a). Kale Fayı üzerinde gözlenebilen iki istasyonda kinematik/yapısal ölçümler yapılmıştır. İki istasyondaki 75°-82° arasında değişen eğime sahip yüksek açılı fay düzlemleri üzerinde yapısal öğeler saptanmıştır (Şekil 4b ve 4d). Fay düzlemi üzerinde yapılan incelemelerde kayma çizikleri tespit edilmiş olup, bunlar 64-70° D ve 78-85° D dir (Şekil 4c, 4e ve Çizelge 4). 1. istasyondan alınan ölçüler, fayın oluşumundan sorumlu asal gerilme konumlarının en büyükten en küçüğe (σ_1 - σ_3) doğru sırasıyla 38,0/50,9, 264,8/22,1 ve 162,1/30,3 ve 2. istasyondan alınan ölçüler sırasıyla 11,4/55,7, 268,0/9,0 ve 172,1/32,8 olduğunu göstermektedir. Toplanan veriler değerlendirildiğinde fayı oluşturan paleostress yönleri açılma ile ilişkili ve iki lokasyonda da yaklaşık KB – GD uzanımlıdır (Şekil 3).

Çizelge 2. Myra Antik Kenti'ndeki ana yapıların onarımları ve depremlerle olan ilişkileri.

Table 2. A review of reconstruction of major buildings and its related with historical earthquakes at Myra.

Zaman	Açıklamalar	Depremler	Kaynaklar
800	Kentin terkedilmesi		Tekinalp, 2000; Çevik ve Bulut, 2010
700	Depremler bölgede şiddetli olarak hissedilmiş	M.S. 7. yy.	Guidoboni vd., 1994; Duggan, 2005
600	Depremler bölgede şiddetli olarak hissedilmiş	M.S. 529-530	Guidoboni vd., 1994; Duggan, 2004
500			
400	Depremlerin neden olduğu sarsıntılar sonucunda Limanda ve kentin tiyatrosunda restorasyonlar	M.S. 344	Guidoboni vd., 1994; Duggan, 2004
300	Depremlerin neden olduğu sarsıntılar sonucunda Limanda ve kentin Agorasında büyük çaplı restorasyonlar	M.S. 240	Çevik ve Bulut, 2010
200	Depremlerin neden olduğu sarsıntılar sonucunda Tiyatronun büyük bölümünde restorasyon	M.S. 141	Coulton, 1978; Arca, 2002; Çevik, 2010a-b
100	Depremler bölgede şiddetli olarak hissedilmiş ve Tsunamiden etkilenmiş	M.S. 60-68	Guidoboni vd., 1994; Kondorskaya ve Ulumov, 1999
0			
100			
200			
300			
400/500	Myra Antik Kenti'nin kuruluşu		Babelon, 1907; Kolb ve Tietz, 2001



Şekil 4 a: Myra antik kentini etkileyen diri fayın ve potansiyel aktif olabilecek fayların uydu görüntüsü. b-d: Eseler mahallesinin kuzeyindeki yol yarmasında kireçtaşları üzerinde Kale Fayı'nın düzlemlerinin görünümü. c-e: Kale Fayının kireçtaşları üzerindeki kayma çiziklerinin görünümü.

Figure 4 a: Satellite photo of active faults and potentially active faults that effected the ancient city of Myra. b-d: The appearance of the fault planes of the Kale Fault on the limestones along the road of Eseler. c-e: The view of the slickensides on the limestone of the Kale Fault.

Çizelge 4. Kale Fayına ait iki farklı lokasyonda toplanan kinematik verilere ait değerler.

Table 4. The kinematic datas collected at two different locations of the Kale Fault.

	Düzlem Sayısı	Doğrultu	Eğim	Rake Açısı
	Kinematik veri alanı 1	1	K85D	79GD
2		K84D	80GD	65GD
3		K82D	78GD	65GD
4		K80D	80GD	66GD
5		K78D	80GD	64GD
6		K83D	79GD	66GD
7		K81D	80GD	70GD
8		K76D	78GD	65GD
9		K74D	80GD	67GD
10		K70D	79GD	64GD
11		K85D	75GD	66GD
12		K81D	78GD	65GD
Kinematik veri alanı 2	1	D-B	79G	80D
	2	K88B	80GB	76GD
	3	K89D	79GD	74GD
	4	K89B	82GB	78GD
	5	D-B	80G	75D
	6	K89B	78GB	85GD
	7	K88D	78GD	76GD
	8	D-B	76G	74D
	9	D-B	80G	76D
	10	K89D	76GD	73GD
	11	D-B	78G	82D
	12	K88D	76GD	72GD

İnceleme alanında kırık hatları boyunca Karaçamlık deresinin ($36^{\circ} 13' 20''$ K- $29^{\circ} 57' 09''$ D) yanal yönde yaklaşık 240 metre yer değiştirmesi, hat boyunca uzamış sırtların varlığı ve son iki yıl içerisinde 7 Ekim 2015'de Kale yakınlarında meydana gelen M_w :5,2 büyüklüğündeki depremin odak mekanizmasının verev atımlı normal fay çözümünü vermesi Kale Fayı'nın günümüzde de diriliğini koruduğu düşüncesini desteklemektedir. Kale Fayı'nın güneyinde kalan alanlarda bu faya paralel ve çalışma alanı dışında Kale Fayı'na bağlandığı düşünülen birçok sentetik ve antitetik

fay setleri de bulunmaktadır (Şekil 3). Bu fay setlerinin, kademeli yerleşimi, güney bloklarının düşmüş olması, Kale Fayı'na yer yer paralellik arz etmeleri ve bölge jeomorfolojisinin şekillenmesini önemli oranda denetlemiş olmaları gibi veri ve gözlemler, bu fayların bölgenin yapısal geçmişinde önemli rol oynayan ikinci derece potansiyel diri fay olduklarının en iyi göstergeleridir. İnceleme alanında Karaçamlık Deresi'ni sağ yönde 240 metre öteleyen üzerinde Kale Fayı'na koşut ve koşut olmayan sentetik ve antitetik fay setleri saptanmıştır (Şekil 4a). Bu fayların da arazide

normal fay karakterinde olduğu gözlenmiş olup, fayların güney blokları düşmüştür.

MYRA ANTİK KENTİ

Doğuda Antalya Körfezi ile batıda Fethiye Körfezi arasında kalan ve güneyde Akdeniz'e doğru uzanan bugünkü Teke Yarımadası, Antik Dönem'de Likya olarak adlandırılmıştır. Tarihsel olarak bakıldığında; Likya'nın doğusunda Pamfilya, kuzeyinde Pisidya ve batısında ise Karya yer almaktadır (Şekil 2a). Antalya Körfezi, Antik Dönem'de "Pamfilya Denizi" olarak bilinmektedir. Teke Yarımadası, doğal coğrafi konumu göz önüne alındığında, farklı topoğrafik özelliklerine göre 4 farklı bölgeye ayrılabilir: Bu bölgeler; Doğu Likya, Orta Likya, Kuzey Likya ve Batı Likya'dır (Takmer, 2002). İnceleme alanı antik dönemdeki isimlere göre Orta Likya'da yer almaktadır. Myra Antik Kenti, Orta Likya da Antalya ili Demre ilçesi, Alakent mahallesi kuzeyinde kısmen kireçtaşları kısmen de Demre Ovası'nı oluşturan alüvyon birikintileri sınırına kurulmuştur. Myra Antik Kenti'ndeki arkeosismolojik çalışmalar halihazırda yüzeyde bulunan ve arkeologlarca yüzeye çıkarılan yapılar üzerinde gerçekleştirilmiştir. Antik kent faal yaşam sürdürüldüğü dönemde tüm Likya'nın başkenti olmuş ve tümüyle Roma dönemi yapılarını yansıtmaktadır. Kentin antik dönem sikkelerinden yola çıkılarak en erken M.Ö. 5. yüzyılda kurulduğu söylenebilir (Babelon, 1907; Kolb ve Tietz, 2001).

Antik kent çoğunlukla Demre Ovası'na kurulduğu için günümüzde büyük bölümü halen toprak altındadır. Myra Antik Kenti'nin 4,7 km güneybatısında yer alan Andriake, antik kentin limanıdır. Myra Antik Kenti'nin II. Theodosius döneminde Likya'nın başkenti ilan edilmesini takiben, liman yerleşimi Andriake, bölge metropolünün ana limanı konumuna gelmiştir (Foss, 1994).

Bu çalışma kapsamında, geçmişte ve günümüzde bölgesel açıdan bu denli önemli olan Myra Antik Kenti'ndeki tiyatro, kentin limanı olan Andriake'de ise; Granarium (Tahıl deposu), Dükkan ve Depolar, Kiliseler, Onurlandırma Anıtları ve Sinagog incelenmiş ve tarihsel depremlerin bu yapılar üzerinde yapmış olduğu hasarlar ve izler ortaya konulmaya çalışılmıştır. Öte yandan, fayların yeryüzündeki izlerinin belirlenmesinde topoğrafya, dere yataklarının ötelenmesi gibi jeomorfolojik veriler ile eski depremlerin tarihlerinin belirlenmesinde ise arkeolojik kalıntılardan yararlanılmıştır.

DEPREMLERİN MYRA ANTİK KENTİ'NE ETKİSİ

İnceleme alanı günümüzde olduğu gibi tarihsel dönemlerde de Güneybatı Anadolu kıyılarında yer alan kentler için bir köprü görevi görmüştür. Dolayısıyla bölgenin çevresinde zaman içerisinde önemli kentler kurulmuş ve bu kentleri bağlayan yollar gelişmiştir. Paleotektonik ve Neotektonik dönemler boyunca çok yoğun deformasyona uğramış olan kırık ve çatlaklı Üst Kretase kireçtaşları ile güncel alüvyon birikintilerinin sınırında bulunan Myra Antik Kenti, yüksek açılı aktif bir normal fay üzerinde kurulmuştur (Şekil 3). Myra Antik Kenti diğer kentler gibi tarihsel dönem depremlerinden oldukça fazlaca etkilenmiş ve zaman zaman yeniden restore edilmiştir. Ancak depremlerin ve doğal afetlerin şiddetli ve sürekli olmasından dolayı antik kentin zamanla terk edilmiş olduğu düşünülmektedir. M.S. 141 depremi bölgeyi yoğun şekilde etkilemiş, Myra Antik Kenti'ni görünür şekilde tahrip etmiştir. Rhodiapolis'li hayırsever Opramoas M.S. 141 depreminden sonra antik kente 100.000 dinarın üstünde bağış yaparak kentin yeniden görkemli halini almasını sağlamıştır (Coulton, 1978; Arca, 2002; Çevik 2010a-b). Gerek Myra Antik Kenti ve gerekse onun limanı olan Andriake'de KD-GB gidişli deformasyon zonunun içinde kalan, hasar

gören ve incelenebilecek düzeyde olan yapılara aşağıda detaylı olarak değinilmiştir.

Tiyatro

Helenistik-Roma tipinde Likya'nın en büyük tiyatrosu olan at nalı biçimindeki cavea (Tiyatroda izleyicilerin oturduğu kısım; tribün), altta 29, üstte ise 9 oturma sırasına sahiptir (Çevik ve Bulut, 2010). Tiyatro kentin kuzeyinde kireçtaşlarından oluşan yamaca dayalı olarak inşa edilmiştir. Tiyatronun genel görünümü yer yer tahrip olmasına rağmen, günümüzde çoğunlukla korunmuş bir görünüm sergilemektedir. Antik dönem tiyatrolarında, genelde oturma kısımlarının bittiği yerlerde büyük blokların yer aldığı bilinmektedir (Çevik ve Bulut, 2010). Tiyatro bu büyük bloklar ve sütunlar ile desteklenmektedir.

Arazide yapılan çalışmalarda, Tiyatronun güney kesimi tamamıyla hasar görmüş olup, sahnenin güneyi halen kalın bir alüvyon altındadır. KD-GB gidişli deformasyon zonunun içinde bulunan tiyatro bu zon boyunca yoğun hasar görmüştür. Myra Antik Kenti içerisindeki tiyatronun tribününün büyük bir çoğunluğu yamaca yaslanmış olup, ana kaya üzerinde yer aldığı için sağlam kalmıştır. Antik kentin masif kireçtaşlarından yapılmış yamaca yaslanmış olan bu tribünlerde ise sadece çeşitli yönlerde hareketler meydana geldiği tespit edilmiştir. Demre Çayı'nın getirdiği alüvyonlar üzerinde yer alan ve Tiyatronun girişinde bulunan sahne ve tiyatronun iskeletini oluşturan bloklar, birbirinden ayrılarak kopmuş (Şekil 5b, 5c) ve saatin tersi yönünde dönmüştür. Aynı zamanda Antik tiyatronun sahne binasının ön ve arka bölümünde birbirlerine göre 4 metrelik bir morfolojik fark tespit edilmiştir (Şekil 5a).

Helenistik ve Roma Dönemi mimarileri göz önüne alındığında Myra Antik Kenti'ndeki tiyatrodaki görülen yıkılmaların ve yapılardaki ağır hasarların deprem etkisiyle meydana gelmiş olma

olasılığı çok yüksektir. Tiyatronun üst kısmında yer alan oturma basamaklarının bir kısmının, deprem etkisi ile sahne binasına doğru yuvarlandığı düşünülmektedir (Şekil 5d). Antik dönem tiyatrolarında özellikle analemma duvarlarında (izleyicilerin oturduğu kısmı destekleyen duvar), çok büyük hasar gözlenmektedir (Özdilek, 2016, Çevik vd., 2007). Ayrıca Helenistik Dönem'de inşa edilen, fay hattı üzerinde bulunan birbirine yakın Hierapolis ve Laodikeia kentlerinin tiyatrolarının kurulduğu alanların fay hattına denk gelmeleri nedeniyle oturma sıraları her ikisinde de tamamen yıkılmıştır (Özdilek, 2016).

Tarihsel dönemlerde birbiri ardına gerçekleşen depremlerde doğabilecek hasarları en aza indirmek ve sağlam olması amacıyla bu bölümlere kuleler ile destekleme yapılmasına rağmen; Orta Likya'da bulunan diğer antik kentlerin arkeolojik kazılarla gün yüzüne çıkarılan tiyatrolarında (Limyra, Rhodiapolis, Tlos vd.) olduğu gibi yıkımlar genelde bu kısımlarda yoğunlaşmaktadır. Mimarisiyle gerçek bir Roma Çağı tiyatrosu olan Myra tiyatrosu M.S. 141 depremi sonrasında hasar gören bölümünün onarımı için Rhodiapolisli Opramoas tarafından yapılan bağış ve yardımlarından dolayı Myra vatandaşı olarak onurlandırılmıştır (Borchhardt, 1975). Tiyatronun ilk yapım yılıyla ilgili belge olmamakla birlikte onarım tarihleri bilinmektedir. Çevik ve Bulut (2010)'a göre M.S. 141 depreminden sonra depreme dayanıklı olması için Arykanda antik kentinde olduğu gibi tiyatro sahne binası zemininin K60°D doğrultulu sağ duvarı basınç azalmasını engellemek amacıyla kapatılmıştır (Şekil 5d). Arkeolojik kayıtlarda (Çevik ve Bulut, 2010) tespit edilen diğer onarım tarihi ise, M.S. 240 depreminden sonraki onarımdır. Aynı zamanda, kayıtlarda M.S. 344 depreminin Rhodos, Likya ve çevresindeki antik kentlerde yoğun hissedildiği ve bu depremden sonra antik kentlerin hasarlı bölümlerinin onarıldığı belirtilmektedir (Georgiades, 1904; Guidoboni vd., 1994; Duggan, 2004).

Tahıl Deposu

Myra Antik Kenti'nin liman yapılarından olan Tahıl deposu (Granarium), Andriake liman yerleşiminin en görkemli yapısıdır. Cephesi kuzeye/limana bakan ve 8 bölümden oluşan liman yapısı, çok iyi korunmuş olup duvar yükseklikleri 6,40 m, kalınlıkları ise 1 metreye yakındır. Granarium kuzeye doğru eğimi olan kireçtaşından oluşan Kumdağı Tepe'nin yamaçlarının üzerine inşa edilmiştir. Yapı içinde ana kayanın genellikle doğal haliyle bırakıldığı ve ana kaya boşluklarının kireç harcı ve moloz taş ile doldurulduğu görülmüştür. Çevik ve Bulut (2010)'a göre, Granarium'un M.S. 119-138 yılları arasında inşa edildiği bilinmektedir.

Tarafımızdan yapılan gözlemlerde, Granarium'un kuzey yamacındaki K48°D doğrultusundaki duvarda, saatin tersi yönünde dönme sonucu kuzeybatıya doğru eğimlenme, yamulmalar ve yıkılmalar tespit edilmiştir (Şekil 6f). Granarium'un duvarlarında gözlenen bu hasar, Roma döneminde su terazisi kullanıldığı bilindiğinden insan yapımı bir hata değildir (Çevik, 2011; Kişisel Görüşme).

Kültürel yapı duvarların belli yönlerde korunarak diğer bazı yönlerde deformasyona uğramaları, yapılardaki bozulmaların ve bunu izleyen yıkılmaların deprem sarsıntılarının etkisiyle oluştuğuna dair bir kanıttır. Ayrıca bazı yapıların deprem dalgalarından çok fazla etkilenmesi, bazılarının ise daha az etkilenmesi ya da hiç etkilenmemesi duvar doğrultularının sismik sarsıntı yönlerine göre farklı konumda olmasından kaynaklanmaktadır. Bununla birlikte sismik hareketlerin yeterince güçlü olduğu durumlarda, sismik hareketin yönü ve yapıların uzanımları hangi yönde olursa olsun tüm yapılarda yıkılmalara neden olduğu gözlenmektedir (Şekil 2d ve Şekil 6a).

Dükkân ve Depolar

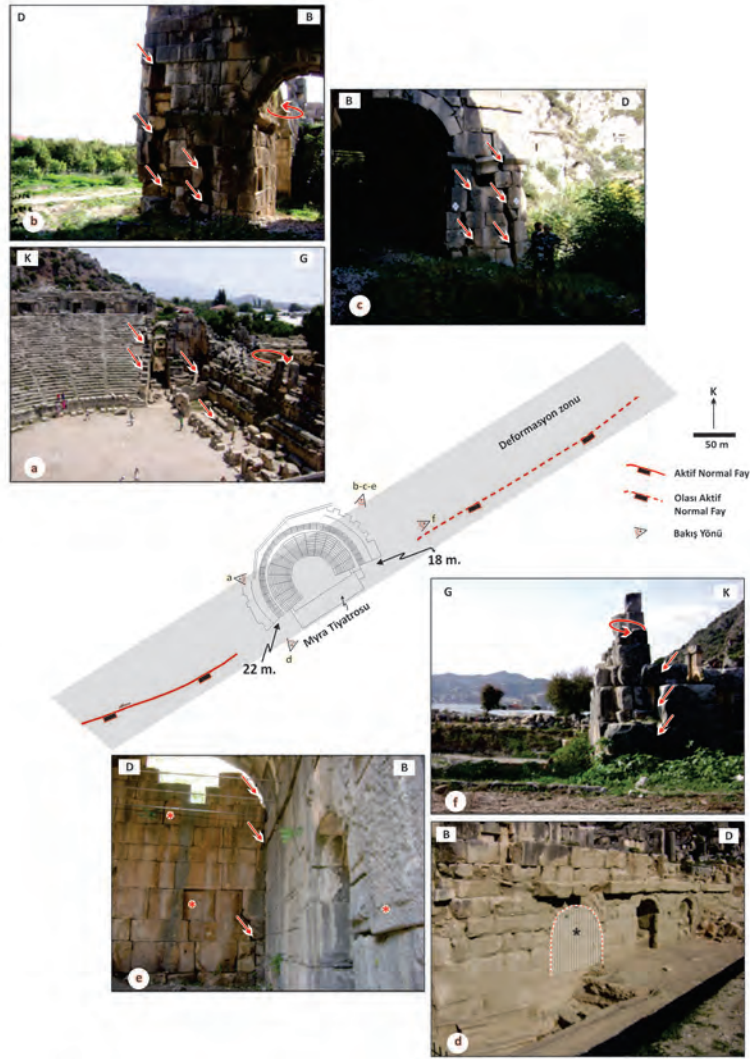
Andriake limanının kuzeydoğusunda yer alan dükkân ve depoların, bölgedeki limanın tersanesine ait olduğu düşünülmektedir (Çevik ve Bulut, 2010). Dükkân ve depoların cepheleri güneye dönüktür ve her biri eşit ölçülere sahip değildir. Duvarlar moloztaş ya da harç kullanılarak örülmüş olup, yer yer duvar boyunca uzanan tuğla hatıllar depreme yönelik yapılan önlemlerden olduğu düşünülmektedir (Çevik ve Bulut, 2010).

Andriake'de dükkânlarda yapılan gözlemlerde, dükkân ve depoların K46°D doğrultulu dış duvarların düşeyden 17° KD'ya doğru eğimlendiği görülmektedir (Şekil 6b).

Antik kentlerdeki yapıları oluşturan taş blok, tuğla vb. malzemelerin yerlerinden oynaması, itilmesi ve duvarların yamulması, deformasyonun deprem kaynaklı olduğunu işaret etmektedir. Gözlenen bu hasarda Kale Fayı'nın etkisinin yanında, liman koyunun oluşumunda aktif rol oynayan kuzeye eğimli normal fay olan Kekova Fayı'nın tavan bloğunun düşmesi sonucunda hasara uğramıştır (Şekil 6a). Bu yapılar M.S. 3 yy da inşa edilmiştir (Çevik ve Bulut, 2010). Bölgedeki dükkân ve depo yapıları önce M.S. 344 depremi, ardından M.S. 529-530 depreminden etkilenip hasar görmüş olmalıdır. Çünkü yapılardaki hasarlar ilk olduğu düşünülen depremden sonra yeniden kullanılmış devşirme malzemelerle onarılmış olduğu arkeologlarca saptanmıştır (Çevik ve Bulut, 2010).

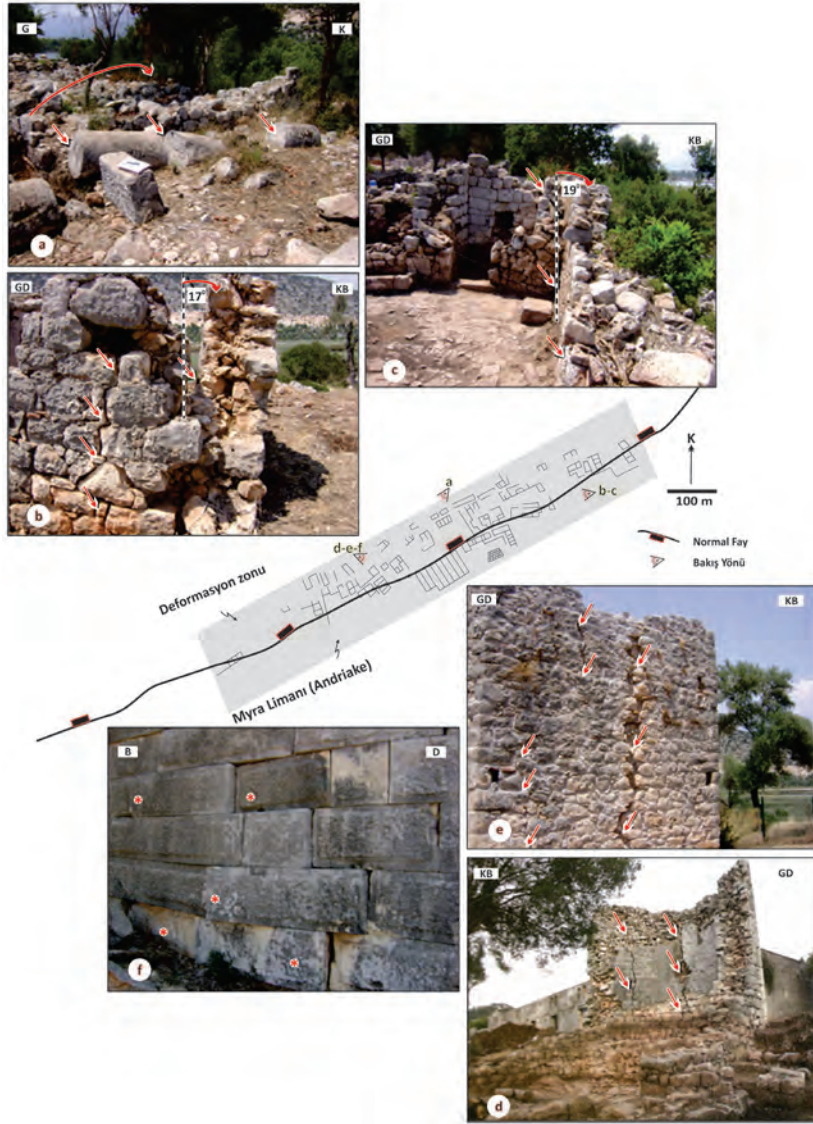
Kiliseler

Andriake limanının kuzeyinde yer alan kilise, liman yerleşiminin zamanla alüvyon malzemeleri ile dolması sonucunda kazanılan alan üzerine inşa edilmiştir. Duvarlar moloztaş ya da harç kullanılarak örülmüştür. Tekinalp (2000)'e göre, kiliseler M.S. 5 yüzyılın sonları ile 6 yüzyılın başlarında inşa edilmiş olmalıdır.



Şekil 5: Myra'daki yıkılmış arkeolojik kalıntıların planı (Çevik ve Bulut, 2010)'dan değiştirilerek). Plan aynı zamanda Şekil 5 a,b,c,d,e ve f'nin lokalitelerini içermektedir. a: Antik tiyatronun kuzeybatı tribünün ve sahne binasının saat yönünde dönmesi ve blokların KD-GB yönünde devrilmesinin görünümü. b-c: Tiyatronun sahne binasının giriş bölümündeki duvarların saatin tersi yönünde dönmesi ve bloklar ile duvarların üst kısımlarındaki aralığının artması sonucunda duvarın çökmesi. d: Şekildeki Asteriskler MS 141 depreminden sonraki duvardaki restorasyonu görünümünü simgelemektedir. e: Şekildeki asteriskler saatin tersi yönünde yerdeğiştirmiş blokları, oklar ise blokların köşe kısımlarındaki hasarları simgelemektedir. f: Tiyatronun sahne binasının giriş kısmındaki duvarların kuzeybatıya doğru yönelmesinin ve saat yönünde yerdeğiştirmesinin görünümü.

Figure 5: Plan of ruptured archaeological relics at Myra, modified from Çevik (2010). Plan also shows locations of Figures 5 a, b, c, d, e and f. a: Clockwise rotation and the moving of the blocks in NE-SW direction at the cavea in the northwest part of the ancient theater and the stage building b-c: Nearly collapsed entrance to the scene house of the theatre and increasing opening of the vertical joints between the building blocks towards the top of the wall indicating kinking of the wall because of anti-clockwise rotation the blocks. d: Asterisks represent rebuilding area after the earthquake of 141 AD. e: Asterisks represent displaced blocks, while arrows indicate major fractures crossing the blocks or affecting the corners of the blocks. f: The view of the walls of the entrance of the stage building of the theater towards northwest and displacing clockwise.



Şekil 6: Myra'nın limanındaki yıkılmış arkeolojik kalıntıların planı (Çevik ve Bulut, 2010)'dan değiştirilerek). Plan aynı zamanda Şekil 6 a, b, c, d, e ve f'nin lokalitelerini içermektedir. a: Onurlandırma anıtları KD-GB istikametinde devrilmiş ve küçük parçalara ayrılmıştır. b: dükkân ve depoların K46⁰D doğrultulu dış duvarların 17⁰ ile kuzeydoğuya doğru eğimlenmesi. c: yapının K18⁰D doğrultulu dış duvarının kuzeydoğuya doğru eğimlenmesi ve sistematik çatlamların görünümü. d-e: Sinagog yapısının güneye bakan K42⁰D doğrultulu apsüs binasında yaklaşık KD-GB doğrultulu sistematik çatlamlar. f: Granarium'un K48⁰D doğrultusundaki duvarda, saat yelkovanı tersi yönünde dönme sonucu kuzeybatıya doğru eğimlenme, yamulmalar ve yıkılmaların görünümü.

Figure 6 a: Plan of ruptured archaeological relics at port of Myra, modified from Çevik ve Bulut, 2010). Plan also showing locations of Figures 6 a, b, c, d, e and f. a: An honorary monument were overturned in the NE-SW direction and divided into small pieces. b: Tilting the outer walls of the ancient buildings along the N46⁰E to the northeast direction with 17⁰. c: The northward tilting and systematic deformation of the N18⁰E-oriented outer wall. d-e: Approximate NE-SW directional systematic deformation in the southward-facing N42⁰E-oriented apsis of the synagogue structure. f: In the wall of Granarium's N48⁰E direction, the appearance of tilting, twisting and collapsing towards since northwest moving of the anti-clockwise blocks.

Andriake'de kiliselerde yapılan gözlemlerde, yapının K18⁰D doğrultulu dış duvarının kuzeydoğuya doğru eğimlendiği ve sistematik çatlamlara maruz kaldığı belirlenmiştir (Şekil 6c).

Daha öncede söz edildiği üzere, antik kentlerdeki yapıları oluşturan taş blok, tuğla vb. malzemelerin yerlerinden oynaması, itilmesi ve duvarların belirli yönlerde sistematik yamulması, çatlama deformasyonunun deprem kaynaklı olduğunu işaret etmektedir. Buna göre, inceleme alanındaki kiliselerin M.S. 6 yy'dan sonraki depremlerden etkilendiği düşünülmektedir.

Onurlandırma Anıtları

Dükkan ve depoların batı bitişiğindeki dar sokaktan sonra yer alan iki adet anıt kuzeye bakmakta olup, anıta ait bloklar geç dönemde kuzeyde yer alan yapıda örgü malzemesi olarak kullanıldığı ve anıtların M.S. 4 yy sonlarına kadar ayakta kaldığı arkeologlarca yapılan kazılardan bilinmektedir (Çevik ve Bulut, 2010).

Andriake liman yapılarında yapılan detaylı gözlemlerde onurlandırma anıtları, KD-GB istikametinde devrilmiş ve küçük parçalara ayrılmıştır (Şekil 6a).

Yeterli derecede sağlam yapılmamış olan yapılarda, yatay ve düşey kuvvetlerin etkisiyle yer yer çökmeler ya da şiddetli çatlamların sonucunda devrilme ve yıkılmalar meydana gelebilmektedir. Antik kentlerdeki sütunlu yapıların sütun çemberlerindeki çatlama ve ayrılmalar, sütunların bir şerit halinde sıralı bir şekilde yıkılması, bu kentlerin geçmişte bir ya da birden fazla depremden etkilenmiş olabileceğini düşündürmektedir. Dolayısıyla, anıtlardaki bu deformasyonlar kentte eskiden meydana gelen depremler hakkında ipucu oluşturmaktadır. Arkeolojik bulgulara göre (Çevik ve Bulut, 2010) 4. yy sonlarına kadar sağlam olan bu anıtlar M.S. 4 yy'dan sonra meydana gelmiş bir veya birden fazla depremde hasar görmüş olmalıdırlar.

Sinagog

Andriake liman yapılarından olan sinagog, Granarium'un (Tahıl deposu) batı köşesi önünde, limana bakar biçimde konumlandırılmıştır. Arkeologlarca yapılan kazı sonuçlarına göre sinagog binasının antik kente sonradan eklendiği anlaşılmıştır. Yapıda bulunan sikkeler en erken M.S. 4 yy'a dayanmaktadır (Çevik ve Bulut, 2010).

Andriake liman yapılarında sinagogda yapılan gözlemlerde, Sinagog yapısının güneye bakan K42⁰D doğrultulu apsis binasında yaklaşık KD-GB doğrultulu sistematik çatlamlar ve ayrılmalar tespit edilmiştir (Şekil 6d, 6e). Bunların büyük bir çoğunluğu günümüzde arkeologlarca restore edilmiştir. Sinagog binasının sadece apsisi günümüze kadar ulaşmıştır. Diğer bina yapıları ise yıkılmış ve bazıları da depremlerin etkisiyle bölgenin jeomorfolojik değişimleri sonucunda alüvyon altında kalmıştır.

Sinagogda gözlenen sistematik çatlakların yan yana birkaç tuğlayı kesen boylu boyunca uzanan çatlaklar olduğu ve heyelan ya da statik yüklerin etkisinden çok sismik sarsıntıların etkisi ile meydana gelmiş olabileceği düşünülmektedir.

Yapının, kuzeyinden ve güneyinden hem kazı öncesinde hem de sonrasında çekilen fotoğraflardan yararlanarak duvarların belli yönde deforme olmadan aynen korunmaları, belli yönlerde ise deformasyon sonucu düşme, çatlama, ayrılma göstermeleri depremler tarafından hasara uğratıldığının kanıtıdır. Buna göre, arkeolojik bulgulara göre yapımı en erken M.S. 4. yy olan bu sinagog, M.S. 4 yy'dan sonra meydana gelmiş depremlerden oldukça hasar görmüş olmalıdır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Teke Yarımadası'nın güneydoğusundaki Demre Ovası'nda yer alan Myra Antik Kenti, normal bir fay olan Kale Fayı'nın üzerine kurulmuştur. Geniş ölçekte bakıldığında Fethiye-Burdur Fay Zonu ve

Pliny-Strabo hendekleri arasındaki bölgede kalan Demre Ovası'nda, aletsel ve tarihsel dönemlerde bu fay zonları üzerinde ve yakın çevresinde yoğun depremler meydana gelmiştir. Fayların üretebileceği depremlerin büyüklüğü ve düşey yer değiştirme miktarı, fayın türüne, kinematik özelliklerine, fayın uzunluğuna göre değişiklik göstermektedir (Peacock ve Sanderson, 1991 ve Wells ve Coppersmith, 1994). Myra Antik Kentine yoğun hasar verdiği düşünülen 12 km ile 20 km uzunluğunda iki segmentten oluşan Kale Fayı ve 17 km uzunluğundaki Kekova Fayı kırıldığında sırasıyla Wells ve Coppersmith (1994) eşitliği göz önünde bulundurulduğunda, bu fayların M_w : 6,28, M_w : 6,58 ve M_w : 6,48 büyüklüğündeki depremleri üretme potansiyeline sahip olduğu düşünülebilir (Çizelge 3).

Demre ve çevresinde bulunan aktif faylardan Fethiye Burdur Fay Zonu, Kale Fayı, Kekova Fayı ve bunların ürettiği deprem dalgalarının değişik dönemlerde Myra Antik Kenti'ni etkilediği düşünülmektedir. Kale Fayına ait düzlemlerden alınan kinematik verilerle fayı oluşturan asal gerilme eksenleri tespit edilmiş olup, genişleme yönü ise KKB-GGD istikametinde olduğu görülmektedir. Saptanan bu yönler, Güneybatı Anadolu'da gerilme ve sıkışma yönlerini aşamalı olarak bölgelere ayıran Över, vd. (2016) çalışması ile de örtüşmektedir.

Fayların uzanımları ile antik yapılarıdaki deformasyonların yönlerinin ilişkisi, tarihsel depremlerin oluşturduğu şiddetli dalgaların kentin üzerinde kurulduğu ana kaya türüne ve

Çizelge 3. Kale ve Kekova Faylarının kinematik özellikleri ve üretebileceği deprem büyüklükleri (Emre vd. 2016'dan değiştirilerek).

Table 3. The kinematic structure of the Kale and Kekova Faults and its can be potential produce earthquake (after Emre et al. (2016).

	Uzunluk (km)	Doğrultu/Eğim	Rake Açısı	Üretebileceği Deprem (M_w)
Kale Fayı	12	K62D/60GD	?	6,28
	20	K65D/65GD	64-85 D	6,58
Kekova Fayı	17	K60D/70KB	?	6,48

Duggan (2004)'ün çalışmasında M.S. 141 depremine ait izosismik haritasında da görüldüğü gibi bu depremin sadece Myra Antik Kenti'nde değil tüm Likya ve Karya çevresinde yoğun biçimde hissedildiği görülmektedir. Hierapolis, Laodikeia, Priene, Knidos ve Lagina Antik kentlerinde olduğu gibi Myra Antik Kenti'nin de faylı dokanak üzerinde kurulması ve kentlerin büyük bir bölümünün fayın tavan bloğunda bulunan alüvyonal birimler üzerinde bulunmasından dolayı antik kentlerde en çok hasar alan bölgeler bu alanlarda yoğunlaşmıştır.

onun üzerinde bırakmış olduğu etkiye, yapıların üretildiği malzemeye gibi sayısız parametrelere göre değişiklik gösteren ve arkeosismolojik çalışmalarda sık kullanılan değerlendirme kriterlerinden bazılarıdır (Karcz ve Kafri, 1978; Stiros, 1996; Hancock ve Altunel, 1997; Galadini ve diğ. 2006; Marco ve diğ., 2008; Bottari ve diğ., 2009; Karabacak ve diğ., 2013; Karabacak, 2016).

Yapılan gözlemler sonucunda Myra Antik Kenti'nin Kale Fayı'nın gidişi ile uyumlu KD-GB uzanımlı deformasyon zonunda kaldığı ve bu zonun içerisindeki deforme olmuş yapıların ise

sistemik olarak belirli bir yöne doğru devrilen sütunlar, yıkılmış kolonlar, dönmüş ve eğimlenmiş bloklar şeklinde fay zonu içinde geliştikleri görülmüştür. Ayrıca bazı yapı duvarlarındaki taş bloklarda yer alan çatlaklarda gözlenen eski harçlar önceden de aynı duvarlarda çatlakların, ayrılmaların meydana geldiğini ve eski dönemde meydana gelen depremlerden sonra çatlakların doldurularak onarıldığını göstermektedir. Tarihsel dönem deprem kayıtları incelendiğinde, M.S. 60-68, M.S. 141, M.S. 344, M.S. 529-530 ve 7 yy. depremlerinin Myra Antik Kenti'ni de içine alan tüm Likya kıyılarını etkilediği görülmektedir. Ancak bu depremlerden M.S. 141, M.S. 240 ve M.S. 344 depremlerinin Myra Antik Kenti'nin tiyatrosunu ve limanını hasara uğrattığı ve kentin yapılan yardımlarla yeniden onarıldığı arkeologlarca tespit edilmiştir.

Rodríguez-Pascua ve diğ. (2011 ve 2013) yılındaki çalışmasında antik kentlerde gözlenen bu hasarların şiddetlerini, EMS-98 (Grünthal, 1998) ve ESI-07 (Michetti ve diğ., 2007) dünya ölçeğinde şiddet cetvelleriyle birlikte incelemiş, aynı zamanda Karabacak ve diğ. (2013) ve Karabacak, (2016) yıllarındaki çalışmalarında ise bu skalalara ek olarak antik kentlerin üzerinde kurulduğu zeminlerin özelliklerini göz önünde bulundurarak değerlendirmiştir.

Antik kentlerde depremlerin etkisiyle gözlenen bu hasarların şiddet dereceleri, depremlerin büyüklüğüne, odak derinliği ve uzaklığına bağlı olmakla birlikte, kentin kurulu olduğu ana kaya özelliklerine, antik yapıların bileşimine ve yeraltı suyu seviyesine göre değişiklik gösterebilmektedir (Stiros, 1996; Karabacak ve diğ., 2013). Tüm bu veriler göz önünde bulundurulduğunda Myra Antik Kenti'nde alüvyon zemin üzerinde bulunan tiyatro ve limanda gözlenen yoğun deformasyonlar, şiddetin VII-VIII olduğunu göstermektedir.

Batı ve Güneybatı Anadolu'da normal faylarda yapılan çalışmalarda depremlerin tekrarlanma periyotları 150-2000 yıl arasında

değişiklik göstermektedir (Özkaymak vd., 2011, Altunel vd. 2009, Mozafari vd., 2016). Arkeolojik verilere göre elde edilen tarihsel depremlerin ortalama meydana gelme süresinin ilk dört deprem için 100 yıl ve son üç deprem için ise 200 yıl olduğu görülmektedir. Bu sonuçların da Batı ve Güneybatı Anadolu için hesaplanan değerler ile benzerlik gösterip göstermediğini bulabilmek için bu depremlerin aynı fay zonu üzerinde oluştuğunu bilmemiz gerekmektedir.

Bu depremlerin günümüzde diri olan Kale Fayı ve Kekova Fayı'nın ürettiği depremler olabileceği düşünülmektedir, ancak uygun alandan yapılacak hendek tabanlı paleosismoloji çalışmaları ve fay yüzeyleri üzerinde kozmojenik yaşlandırma çalışmaları ile hangi depremin hangi fay tarafından üretildiği saptanarak bu kanı doğrulanabilir ve ileriki tarihlerde olabilecek depremler için tekrarlanma aralıkları hesaplanabilir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Karadeniz Teknik Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi tarafından birinci yazarın, ikinci yazarın danışmanlığında 2010-2012 yılları arasında yürütülen KTU-BAP-2010.112.005.11 no.lu yüksek lisans tezi projesi kapsamında desteklenmiştir. Yazarlar arkeolojik kazı sonuçları ile ilgili değerli verileri paylaştıkları için Akdeniz Üniversitesi'nden Nevzat Çevik, Michael Duggan, Afşin Aygün ve tüm arkeolojik kazı ekibine, ayrıca makaleye yaptıkları kritik yorumlardan dolayı Dokuz Eylül Üniversitesi'nden Bora Uzel, Ökmen Sümer'e ve makalenin bilimsel değerinin artırmak adına yaptıkları katkılardan dolayı Selim Özalp, Halil Gürsoy ve Volkan Karabacak'a teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY

Turkey is one of the unique country by accommodating various settlements in its long history. Most of the antique cities in Turkey

were established along the active fault zones. Archaeoseismological investigations can contribute impressively to a better characterization of the poorly known past earthquakes in SW Anatolia. Ancient city of Myra and Andriake (port of Myra) are sitted SW Anatolian, NW of Demre basin. Demre Basin (Antalya) which is restricted to active faults controlled by Kale Fault and Kekova Faults which are normal faults inclined to the south and reverse faults inclined to the north.

According to our geological mapping studies, Ancient city of Myra is located on trending of N65°E, an approximately 32 km long, high angle normal faults (Kale Fault) and composes of two fault segments. The ~20 km length the first segment, which is believed to have caused severe damage to Myra Ancient City during historical and instrumental periods. Between Kale and Kapakli region first segment of the Kale Fault can be traced along the scarp. The ~12 km length the second segment starts from Bogazcık region and continues along the southwestern coast of Strongili Island on the Mediterranean Sea. These two segments of the Kale Fault are connected to each other via relay ramp. Over the 200 earthquakes with a magnitude greater than M_w : 3 have been occurred and 7 of these earthquakes are larger than M_w : 5 in the vicinity of the Demre Basin. According to historical records and archaeological datas, Ancient City of Myra was affected by 60-68 A.D., 141 A.D., 240 A.D., 344 A.D., 529 A.D. and 7th century earthquakes. These earthquakes are concentrate on active faults located on the Teke Peninsula and around.

Analysis of the damaged relics indicates that the nekropolis of Myra, amphitheatre and the port of Myra were ruptured NE-SW trending damage zone linked with Kale Fault and Kekova Fault that shows clear evidence for displacements since the 141, 240 and 344 AD earthquakes. Moreover, stage building a level morphological difference of 4 m. between the front and backside. Lastly, nearly all archaeological relics show different degrees

of earthquake related damage and the city was affected by at least three historical earthquakes in the Holocene time interval.

Two segments of the Kale Fault have the potential to produce an earthquake with a magnitude of $M_w=6.58$, $M_w=6.28$, respectively. Kekova Fault has also the potential to produce an earthquake with a magnitude of $M_w=6.48$. It can be suggested that if the segments of the Kale Fault are combined with each other via relay ramp to produce a single earthquake, $M_w=6.7$ earthquake can be produced. Based on these results and kinematic data, NW–SE-directed extension is mainly responsible for the recent faulting along the Kale Fault. For the future studies, trench based palaeoseismological studies should be performed along the Kale and Kekova Fault to decipher evidence for the Holocene activities. Besides this, to determine earthquake recurrence intervals and estimate the long-term slip-rates should be performed cosmogenic dating studies on these fault scarp.

ORCID

Mustafa Softa 

<https://orcid.org/0000-0001-5064-9260>

Mehmet Turan 

<https://orcid.org/0000-0001-9108-6695>

Hasan Sözbilir 

<https://orcid.org/0000-0002-3777-4830>

DEĞİNİLEN BELGELER

Akyüz, S. and Altunel, E., 2001. Geological and archaeological evidence for post-Roman earthquake surface faulting at Cibyra, SW Turkey, *Geodinamica Acta*. 14(3), 95–101.

Altunel, E., 1998. Evidence for damaging historical earthquakes at Priene, Western Turkey, *Turkish J. Earth Sci.*, 7(1), 25–35.

Altunel, E., Akyüz, S., Meghraoui, M., Kıyak, N.G., Karabacak, V., Yönlü, Y., Yalçın, C. Ç., 2009. Büyük Menderes Fay Zonunun Arkeosismolojisi

- ve Paleosismolojisi, TÜBİTAK Projesi Sonuç Raporu, 208 syf. Proje No: 105Y348.
- Altınok, Y., Alpar, B., Özer, N. and Aykurt, H., 2011. Revision of the tsunami catalogue affecting Turkish coasts and surrounding regions, *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11(2), 273–291.
- Ambraseys, N. N., Finkel, C. F., 1995. The seismicity of Turkey and adjacent areas. A historical review, 1500–1800, Eren Press, Istanbul, Türkiye.
- Arca, E.N.A., 2002. Lykia’li bir Eurgetes: Opramoas, Sahin, S-Adak, M.(Eds), *Likya İncelemeleri* 1, 79-90.
- Ayhan, E., Aslan, E., Sancaklı, N., Uçer, S. B., 1983. Türkiye ve Dolayları Deprem Kataloğu 1881-1980, Boğaziçi Üniversitesi Yayınları, İstanbul, Türkiye.
- Babelon, E., 1907. *Traite des monnaies grecques et romaines*, Membre de l’Institut de France, Paris.
- Barka, A., Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: Deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annals of Geophysics* 40(3), 587–610.
- Bayburtluoğlu, C., 2003. Yüksek Kayalığın Yanındaki Yer Arycanda, Homer Kitabevi, İstanbul, Türkiye.
- Bayburtluoğlu C., 2004. Lykia, Suna-İnan Kıraç Akdeniz Medeniyetleri Araştırma Enstitüsü, Antalya.
- Bean, G.E., 1978. *Lycian Turkey: An archaeological guide*, Benn and Norton Publications, London, UK.
- Borchhardt, J., 1975. Myra: Eine lykische Metropole in antiker und byzantinischer Zeit, *IstForsch*, 30, 81-86.
- Bottari, C., Stiros, S.C., Teramo, A., 2009. Archaeological evidence for destructive earthquake in Sicily between 400 B.C. and A.D. 600, *Geoarchaeology*, 24(2), 147-175 pp.
- Bozcu, M., Yağmurlu, F. and Şentürk, M., 2007. Some Neotectonic and Paleoseismological features of the Fethiye-Burdur Fault zone, SW Anatolia, *Geological Engineering*, 31(1), 25-48.
- Coulton, J.J., 1978. Opramoas and Anonymous Benefactor, *The Journal of Hellenic Studies*, 107, 171-178.
- Çevik, N., 2010a. The Sunken Metropolis of St Nicolas,” *Current World Archaeology* 41(1), 18-25.
- Çevik, N., 2010b. The First Season of Excavations in Myra and Andriake, *ANMED*, 8, 55-60.
- Çevik, N., 2011. Kişisel Görüşme. Akdeniz Üniversitesi, Antalya, Türkiye
- Çevik, N., Bulut, S., 2010. İkinci Kazı Sezonunda Myra Ve Limanı Andriake, Arkeolojisinden Doğasına Myra/Demre ve Çevresi, Çevik, N., (Editor), *Kültür ve Turizm Bakanlığı yayınları*, Ankara, Türkiye, 25-115.
- Çevik, N., Kızıgüt, İ., Bulut, S., 2007. Excavations at Rhodaipolis in 2006: The First Campaign. *ANMED*, 59-67.
- Demirtaş, R., 2005. Antalya ve çevresindeki tarihsel depremler, Antalya’nın Jeolojisi ve Doğal Afetleri Konferansları, TMMOB Jeoloji Odası Yayınları, Antalya, Türkiye.
- Duggan, T.M.P., 2004. A Short Account of Recorded Calamities (Earthquakes And Plagues) in Antalya Province and Adjacent and Related Areas over the Past 2,300 Years an Incomplete List, Comments and Observations. *ADALYA VII*, 123-164.
- Duggan, T.M.P., 2005. Supplementary Data to be Added to the Chronology of Plague and Earthquakes in Antalya Province and in Adjacent and Related Areas, *AKMED* 8(1), 357-398.
- Dumont, J.F. ve Kerey, E., 1975. Eğirdir Gölü Güneyi’nin Temel Jeolojik Etüdü: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18/2, 169-174.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Olgun, Ş., 2012. 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Fethiye (NJ 35-16) Paftası Serisi. No: 39, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Erel, T. L. and Adatepe, F., 2007. Traces of historical earthquakes in the ancient city life at the Mediterranean region, *Journal of the Black Sea/ Mediterranean Environment* 13(1), 241–252.
- Ersoy, S., 1990. Batı Toros (Likya) Napları’nın Yapısal Öğelerinin ve Evriminin Analizi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 37, 5 - 16.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Dudas, F. O., Akaryalı, E., Chung, S. L, Akdag, K. and Bektas, O., 2013. The nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab-window setting: A synthesis from the Eastern Pontides, NE Turkey, *Geoscience Frontiers* 4(4), 353-375.
- Foss, C., 1994. The Lycian Coast in the Byzantine Age, *Dumbarton Oaks Papers*, 48, 1-52.

- Galadini, F., Hinzen, K.G., Stiros, S., 2006. Archaeoseismology: Methodological issues and procedure, *Journal of Seismology*, 10(4), 395-414.
- Georgiades, S.A., 1904. About earthquakes and antiseismic constructions. Publ. S. Kousoulinou, Athens, 306 pp.
- Grünthal, G., 1998. European macroseismic scale, European Seismological Commission, Sub-commission on Engineering Seismology, Working Group Macroseismic scales, Luxembourg, 99 pp.
- Guidoboni, E., Comastri, A., Traina, G., 1994. Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century, Istituto Nazionale di Geofisica, Rome, France, ING-SNA.
- Günay, Y., Bölükbaşı, S., Yoldemir, O., 1982. Beydağlarının Stratigrafisi ve Yapısı, Türkiye Altıncı Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, Ankara, 91-101.
- Gürer, A., Bayrak, M., Gürer, Ö. F., 2004. Magnetotelluric images of the crust and mantle in the southwestern Taurides, Turkey. *Tectonophysics* 391(1), 109-120.
- Hall, J., Aksu, A. E., Yaltrak, C., Winsor, J. D., 2009. Structural architecture of the Rhodes Basin: A deep depocentre that evolved since the Pliocene at the junction of Hellenic and Cyprus Arcs, eastern Mediterranean, *Marine Geology* 258(1), 24-47.
- Hancock, P.L., Altunel, E., 1997. Faulted archaeological relics at Hierapolis (Pamukkale), Turkey, *Journal of Geodynamics*, 24(1-4), 21-36.
- Jackson, J., McKenzie, D. 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 77, 185-264.
- Karabacak, V., Yönlü, Ö., Dökü, E., Kıyak, N.G., Altunel, E., Özüdoğru, Ş., Yalçın, C.Ç., Akyüz, H.S. 2013. Analysis of seismic deformations at the Kibyra Roman stadion. SW Turkey. *Geoarchaeology*, 28, 531-543.
- Karabacak, V., 2011. Geological, geomorphological and archeoseismological observations along the Cibyra Fault and their implications on the regional tectonic of SW Turkey, *Turk J Earth Sci.* 20(4), 429-447.
- Karabacak, V., 2016. Seismic damage in the Lagina sacred area on the Mugla Fault: a key point for the understanding of the obliquely situated faults of western Anatolia, *J. Seismology* 20, 277-289.
- Karcz, I., Kafri, U., 1978. Evaluation of supposed archaeoseismic damage in Israel, *J. Archaeol. Sci.* 5, 237-253.
- Koçyiğit, A., 1981. Hoyran Gölü Yöresinin (Afyon-Isparta) Stratigrafik ve Tektonik Özellikleri: Ankara Üniv. Fen Fak., 1-30.
- Koçyiğit, A. 1983. Hoyran gölü (Isparta bükümü) dolayının tektoniği. *TJK. Bült.*, 26(1), 1-10.
- Kolb, F., Tietz, W., 2001. Zagaba: Munzprägung und politische Geographie in Zentrallykien, *Chiron*, 31, 347-416.
- Konak, N., Şenel, M., 2002. Geological Map of Turkey in 1/500,000 scale: Denizli Sheet, Mineral Research and Exploration Directorate of Turkey Press, Ankara, Turkey.
- Kondorskaya, N. V., Ulomov, V. I., 1999. Internet Site for Data on Earthquakes, Special catalogue of earthquakes of the Northern Eurasia (SECNE), <http://socrates.wdcb.ru/scetac/andhttp://www.seismo.ethz.ch/gshap/neurasia/nordasiacat.txt> (Last accessed May 2017)
- Marco, S., Kamai, R., Hatzor, Y.H., Wechsler, N., Katz, O., 2008. Constraining location and size of historical earthquakes using mechanical analyses of damaged archeological sites: examples from Dead Sea Fault, European Seismological Commission ESC 2008, 31st General Assembly, Crete, 7-12 pp.
- Michetti, A.M., Esposito, E., Guerrieri, L., Porfido, S., Serva, L., Tatevossian, R., Vittori, E., Audemard, F., Azuma, T., Clague, J., Comerci, V., Gürpınar, A., Mc Calpin, J., Mohammadioun, B., Mörner, N.A., Ota, Y., Roghazin, E., 2007. In *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, Environmental Seismic Intensity Scale 2007*, E. Vittori, L. Guerrieri (eds.), (Servizio Geologico d'Italia, Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, SystemCart Srl, Roma, Italy), 53 pp.
- Mozafari, A. N., Sümer, Ö., Tikhomirov, D., Özkaymak, Ç., Uzel, B., Ivy-Ochs, S., Vockenhuber, C., Sözbilir, H., Akçar, N., 2016. Holocene Time-slip history of normal fault scarps in western Turkey: 36Cl surface exposure dating. AGU Fall Meeting, 12-16 December, San Francisco, USA.
- Öner, E., 1998. Zur Geomorphologie der Eşen Deltaebene und des Antiken Hafens von Patara in der Südwesttürkei. *Adalya III*, 207-220.
- Ötügen, S.Y., 1996. Ortaçağ Araştırmaları ve Aziz Nicolas Kilisesi Kazısı. *Adalya1*, 73-87.

- Över, S., Özden, S., Pınar, A., Yılmaz, H., Kamacı, Z., Ünlügenç, U.C., 2016. Late Cenozoic stress state distributions at the intersection of the Hellenic and Cyprus arcs, SW Turkey. *J Asian Earth Sci*, 132, 94–102.
- Özdilek, B., 2016. An Overview of Lycian Theaters, *The Journal of MCRI, Cedrus IV*, 139-185.
- Özhan, G., 2004. Antalya Körfezi Jeolojik ve Tektonik Özellikleri. Antalya'nın Jeolojisi ve Doğal Afet Konferansları TMMOB Jeoloji Müh. Odası Yayınları, 87, 27-36, Antalya.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., & Uzel, B., 2011. Geological and palaeoseismological evidence for late Pleistocene–Holocene activity on the Manisa Fault Zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 1–26.
- Peacock, D. C. P., Sanderson, D. J., 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones, *Journal of Structural Geology*, 13(6), 721-733.
- Poisson, A., 1977. *Recherches Geologiques Dans Les Taurides Occidentales (Turquie)*. These Doct d'Etat, Univ. Paris- Sud, Orsay, France (unpublished).
- Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., Reicherter, K., 2011. A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology, *Quaternary International*, 242, 20-30.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Martín-González, F., Perucha, M.A., 2013. Preliminary intensity correlation between macroseismic scales (ESI07 and EMS98) and Earthquake archaeological effects (EAEs), *Proceedings of the 4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA)*, 9–14 October 2013, Aachen, Germany.
- Rotstein, Y., and A. L. Kafka, 1982. Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean region, subduction, collision and arc jumping, *J. Geophys. Res.*, 87, 7694–7706.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. and Altınok, Y., 1981. Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (M.Ö. 200-M.S. 1900), Tübitak Yayınları, İstanbul.
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. and Akkiraz, S., 2011. Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an extension-parallel transfer zone: The Kocacay Basin, western Anatolia, Turkey, *Basin Research* 23(4), 423–448.
- Stiros, S.C., 1996. Identification of earthquakes from archaeological data: methodology, criteria and limitations. In: Stiros, S.C., Jones, R.E. (eds.), *Archaeoseismology, Occasional Paper No. 7 of the Fitch Laboratory, British School at Athens*, 129–152.
- Şenel, M., 1997. 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Antalya M10-M11 Paftası, MTA yayınları, No:6, Ankara, Türkiye.
- Takmer, B., 2002. Lykia Oroğrafyası, Yüksek Lisans Tezi, Akdeniz Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Antalya (yayımlanmamış).
- Taymaz, T., Price, S., 1992. The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations, *Geophys J. Int.* 108(2), 589-603.
- Tekinalp, V.M., 2000. Geç Antik Dönem Sonrasında ve Ortaçağ'da (M.S. 4.-14.yy) Andriake Kenti, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Ankara (yayımlanmamış).
- Verstraeten, G., Paulissen, E., Librecht, I., Waelkens, M., 2000. Limestone platforms around Sagalassos resulting from giant mass movements. In *Sagalassos V. Report on the Survey and Excavation Campaigns of 1996 and 1997*, Waelkens, M., Loots, L., (Editor), *Acta Archaeologica Lovaniensia Monographiae* 11/B, University Press, Leuven, 783-798.
- Wells, D., Coppersmith, K., 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.



**The new findings on the Late Devonian volcanism in the Eastern Taurides
(Develi, Kayseri): Preliminary data**

Doğu Torid’lerdeki (Develi-Kayseri) Geç Devoniyen volkanizması üzerine yeni bulgular: İlk veriler

Okay Çimen 

Munzur Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tunceli 62000, Türkiye

Geliş/Received : 03.10.2017 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 12.11.2017 • Kabul/Accepted : 17.11.2017 • Baskı/Printed : 01.01.2018

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Abstract: The Tauride-Anatolide Platform includes of widespread Paleozoic (Cambrian to Permian) units, which rarely consist magmatic rocks that were identified in two areas: Eastern Taurides (SW of Tufanbeyli and Yahyalı) and Central Taurides (Northern Konya). There are problematic views related to the magmatic evolution of these rocks. The available geochemical database is mostly concentrated on the magmatics from the Central Taurides (Konya Region).

In this study, the mafic volcanic rocks were recently found in the Eastern Taurides (Develi-Kayseri). These mafic volcanics are intercalated with the Late Devonian limestones and covered by the Early Carboniferous sandstones. The geochemical characteristics of the volcanic rocks exhibit back arc basin (BAB) features with slightly negative Nb anomalies, normal-MORB (NMORB)-like high field strength element (HFSE) patterns and flat REE profile.

The newly found basic volcanic rocks in the Eastern Taurides geochemically resemble the meta-dyabase dykes in the Konya and Yahyalı regions, which were assigned to a subduction related event. The new data reported in this study will benefit to better understand the mid-Paleozoic evolution of the Taurides.

Keywords: BAB, Develi-Kayseri, Eastern Taurides, Late Devonian, volcanism

Öz: *Torid-Anatolide Platformu Doğu Torid’ler (Tufanbeyli ve Yahyalı’nın GB’sı) ve Orta Torid’ler (Kuzey Konya) bölgelerinde nadiren tanımlanmış olan magmatik kayalar barındıran yaygın Paleozoyik birimleri içermektedir. Bu kayaların magmatik evrimi ile alakalı tartışmalı görüşler bulunmaktadır. Ulaşılabilir jeokimyasal veriler Orta Torid’lerdeki (Konya Bölgesi) magmatik kayalar üzerine yoğunlaşmıştır.*

Bu çalışmada, Doğu Torid’lerde (Develi-Kayseri) mafik volkanik kayalar bulunmuştur. Bu mafik kayalar Geç Devoniyen yaşlı kireçtaşları ile ardalanmış ve Erken Karbonifer yaşlı kumtaşları tarafından örtülmüştür. Volkanik kayaların jeokimyasal karakteristikleri hafif negative Nb anomalileri, normal-MORB (N-MORB) benzeri yüksek alan dayanım element paternleri (HFSE) ve düz NTE profili ile yay-ardı havza özellikleri sunmaktadır.

Doğu Torid’lerde yeni bulunan mafik volkanik kayalar jeokimyasal olarak dalma-batma olayları ile ilişkilendirilmiş olan Konya ve Yahyalı bölgelerindeki metadiyabaz dayklarına benzemektedir. Bu çalışmada sunulan yeni veriler Torid’lerin Orta Paleozoyik evrimini daha iyi anlamaya fayda sağlayacaktır.

Anahtar Kelimeler: *BAB, Develi-Kayseri, Doğu Toridler, Geç Devoniyen, volkanizma*

INTRODUCTION

Turkey has been formed by accretion of a number of oceanic and continental micro-plates (e.g. Şengör and Yılmaz, 1981) or terranes (e.g. Okay and Tüysüz, 1999; Göncüoğlu, 2010). In the north, the Istanbul-Zonduldak Terrane (IZT) has separated from the Sakarya Composite Terrane (SCT) by the Intra-Pontide Suture Belt (Figure 1a; Göncüoğlu et al., 1997; Çimen et al., 2016a). The southern microcontinent, that is Tauride-Anatolide Platform (TAP), separated from the SCT by the Izmir-Ankara-Erzincan Suture Belt (IAESB; Figure 1a; Şengör and Yılmaz, 1981; Göncüoğlu et al., 2000a; Parlak et al., 2012; Robertson et al., 2014; Çimen et al., 2016b).

An overview of the published data reveals significant contradictions and problems for the geodynamic evolution of the northern margin of Gondwana during the Late Paleozoic time. In particular, the subduction polarity of the Paleotethyan Ocean during the Mid to Late Paleozoic is hotly debated for a long time. There are several models which have been proposed for the subduction polarity of this ocean. Briefly, the first hypothesis suggests the northward subduction model beneath the Eurasia during the Late Paleozoic (Robertson and Dixon, 1984; Ustaömer and Robertson, 1994, 1999; Stampfli, 2000;

Eren et al., 2004). Conversely, the second view advocates the opening of a continental rift zone (back arc basin) by southward subduction under the northern active margin of Gondwana during the Early Carboniferous (Göncüoğlu et al., 2000a, 2007). Recently, the last comment proposes the either northward or southward subduction somewhere further west, followed by eastward terrane migration (Robertson and Ustaömer, 2009).

The TAP is a continental microplate that consists of widespread Paleozoic (Cambrian to Permian) units (Göncüoğlu, 1997), which rarely include magmatic rocks (Figure 1b) that were mainly described in two areas: Eastern Taurides (Yahyalı) and Central Taurides (Northern Konya). The evolution of these magmatic rocks are hotly debated in the literature as well (Kurt and Aslan, 1999; Eren and Kurt, 2000; Göncüoğlu et al., 2007; Robertson and Ustaömer, 2009; Akal et al., 2012). Particularly, the available geochemical database is concentrated on the magmatics of the Central Taurides (Konya Region). In addition to these, the presence of Mid-Late Paleozoic magmatics are known in the Afyon zone (Akal et al., 2011; Candan et al., 2016), the Tavas nappes (Göncüoğlu, 2011), the Antalya nappes (Şahin et al., 2014) and Karaburun peninsula (Kozur and Göncüoğlu, 1998) along the TAP.

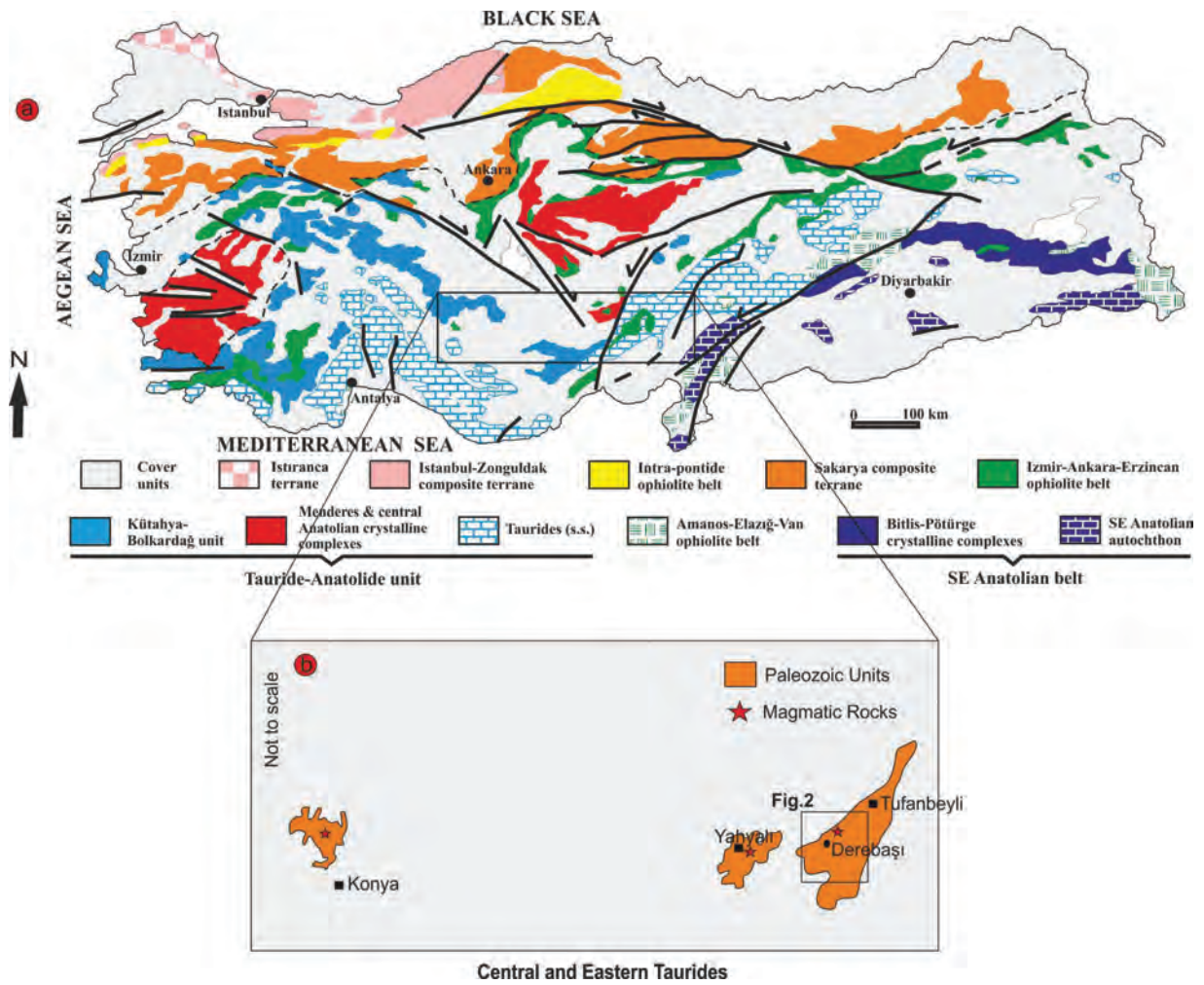


Figure 1. a) Distribution of the main alpine terranes in central North Anatolia (taken from Göncüoğlu, 2010). **b)** Paleozoic units in the Central and Eastern Taurides.

Şekil 1. a) Ana Alpin tektonik birliklerinin orta kuzey Anadolu'da dağılımları (Göncüoğlu, 2010'dan alınmıştır). **b)** Orta ve Doğu Torid'lerde Paleozoyik birimleri.

Further east in Iran, similar Late Devonian magmatic rocks have been reported (Ruttner, 1991, Alavi, 1996; Wendt et al., 2002). For instance, a basalt layer (thickness ~1 m) outcrops in the Late Devonian carbonates from the Karmen area (Wendt et al., 2002). Also, the Famennian volcanic horizons are also known in the Dalmeh region (Central Iranian Block; Gharaie et al., 2004). However, there are limited geochemical data from these magmatic rocks since they are mostly related to the paleontology and stratigraphic studies. The

available data indicate that they could have been formed in an intra-plate setting during the Late Devonian (Gharaie et al., 2004).

In this paper, the first geochemical data is reported from the mafic volcanic rocks which have been recently found in the Eastern Taurides (Figure 1b; Derebaşı-Develi-Kayseri). This new data will certainly provide useful insights for the geodynamic evolution of the Taurides, ongoing discussions and further studies.

GEOLOGICAL FRAMEWORK

The Anatolides, that represents metamorphic northern margin of the TAP, separated from the SCT by the IAESB (Figure 1a). It has extensively been affected by the Alpine orogeny and mostly metamorphosed and deformed during the Late Cretaceous to Early Cenozoic (Candan et al., 2005). There are three important tectonic zones; Tavşanlı zone, Afyon zone and Menderes Massif, which were distinguished based upon the different ages and types of Alpine metamorphism (Bozkurt and Oberhansli, 2001; Whitney and Bozkurt, 2002; Candan et al., 2016).

On the other hand, the Taurides represent the southern part of the TAP and is composed of a Cambrian basement overlain by the Paleozoic to Early Tertiary thrust sheets (Özgül, 1984; Okay, 2008; Candan et al., 2016). A double-verging napped structure including several distinctive tectonostratigraphic units has been formed by closure of the northern and southern branches of the Neotethyan Ocean (Göncüoğlu, 2010).

The Taurides consists of widespread Paleozoic (Cambrian to Permian) units and some of which include various magmatic rocks (Figure 1b). These magmatic rocks have been rarely reported in the Eastern Taurides (Yahyalı) and the Central Taurides (Northern Konya). In addition to these regions, the new volcanic rocks have been found around the Derebaşı village (Figure 1b, 2) where is located on the southeast of Develi towns (south of Kayseri Province). The region consists the Precambrian to Eocene sedimentary units (Dalkılıç, 2009). The Precambrian-Lower Cambrian Emirgazi formation represents the basement unit in the study area which is mostly composed of metasandstone and quartzite (Figure 2). It is conformably overlain by the Seydişehir formation that includes sandstone, shale and siltstone. The Silurian clastic rocks unconformably

overlie the Seydişehir formation and conformably covered by the Lower-Middle Devonian Ayıtepesi and Şafaktepe formations which consist quartz arenite, dolomite and limestone. The Late Devonian Gümüşali formation that conformably overlies the Şafaktepe formation is mostly composed of carbonate and clastic rocks (Figure 2). It is conformably overlain by the Tuzludere formation that contains sandstone, siltstone, shale and marl. The Tuzludere formation is unconformably overlain by the Permian Yığıltepe formation, Lower Triassic Katarası formation and the Triassic to Cretaceous neritic limestones. Lastly, in the northern part, the Senonian, Pliocene and Quaternary cover units unconformably overlie the older units (Dalkılıç, 2009; Metin, 1983; Figure 2).

In the region, the Late Devonian limestones (Gümüşali formation) are locally are intercalated with mafic volcanic rocks and include their fragments (Figure 3). The Gümüşali formation has been firstly named by Demirtaşlı (1967) and its age has been given (Dalkılıç, 2009) using several fossil corals (e.g. *Dishylum minus*, *D. goldfussi*, *Alveolites suborbicularis*) and conodonts (e.g. *Polygnathus* sp., *Peleksygnathus* sp.) and brachiopods (*Composita* sp., *Spinocyrtia* sp.) The thicknesses of the basaltic layers are changing between 30-50 cms. Their lateral distributions are restricted within a small area (about 30-40 meters). Of note, the presence of brecciated basaltic fragments in the limestone (Figure 3) may indicate the interection between magmatism and carbonate deposition (e.g. peperites; Skilling et al., 2002). The basalts have mostly aphanitic/microphaneritic and porphyritic texture. The definable phenocrysts which are mostly plagioclase and pyroxenes minerals commonly altered to chlorite and serizite minerals due to the post magmatic alteration effects.

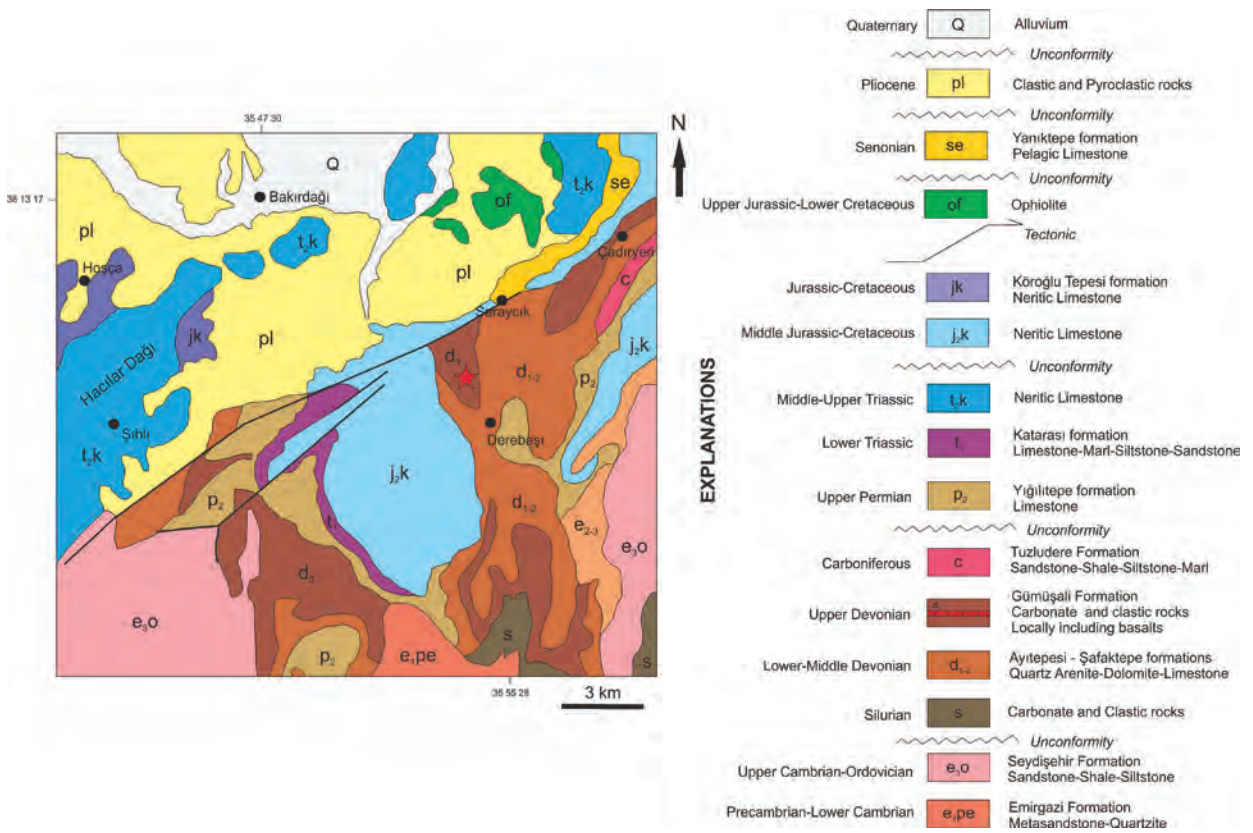


Figure 2. Geological map of the study area (modified from MTA, 2003 and Dalkılıç, 2009).

Şekil 2. Çalışma alanının jeolojik haritası (MTA, 2003 ve Dalkılıç, 2009'dan değiştirilmiştir).

ANALYTICAL METHODS

A total of five representative/fresher rock samples were selected for geochemical analyses subsequent the petrographical observations. Major oxides and trace-rare earth elements were analyzed by using Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometry (ICP-OES) and Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS) methods, respectively, at Acme Analytical Laboratories (Canada), and following a lithium metaborate/tetraborate fusion and dilute nitric digestion.

Loss on ignition (LOI) was determined based on weight difference after ignition at 1000°C. In addition, several duplicate analyses of samples were performed during the analyses in order to ensure a measure of background noise, accuracy, and precision. The geochemical classification diagrams were prepared using Geochemical Data Toolkit (GCDkit) software (Janoušek et al., 2006).

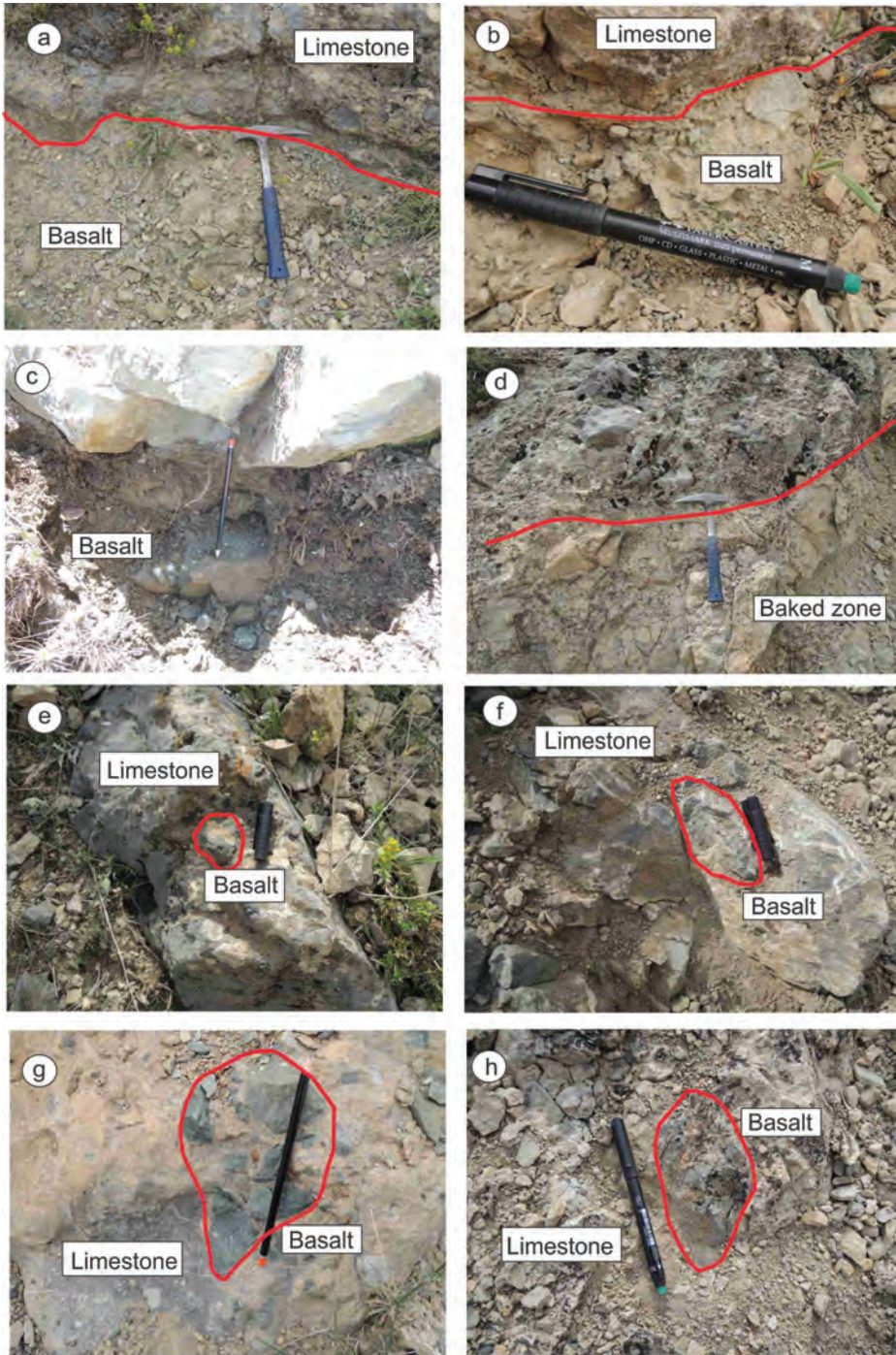


Figure 3. Field images of the magmatic rocks from the Derebaşı village **a-b-c)** The field relation between the basalts and Late Devonian Limestones **d)** Baked zone in the limestone **e-f-g-h)** Basalt fragments in the Late Devonian Limestones. Coordinates: 341004N, 355615E.

Şekil 3. Derebaşı köyü'nde bulunan magmatik kayaçların arazi görüntüleri **a-b-c)** Geç Devoniyen kireçtaşları ile bazaltik birimlerin arazi ilişkisi **d)** Kireçtaşındaki pişme zonu **e-f-g-h)** Geç Devoniyen kireçtaşları içerisindeki bazalt parçaları. Koordinatlar: 341004K, 355615D.

RESULTS

Whole Rock Geochemistry

Post-magmatic processes

The presence of higher loss of ignition (LOI) values (5.70–7.80 wt. %; Table 1) indicate the strong effects of post-magmatic alteration processes (e.g. weathering and hydrothermal alteration). Therefore, the large ion lithophile elements (LILEs; e.g. Sr, Ba, Rb etc.) have not been used due to their mobile characteristics (Wood et al., 1976; Floyd et al., 2000). The immobile trace elements (Ti, Zr, rare earth elements, etc.) which are stable under the alteration conditions (e.g., Pearce and Cann, 1973; Floyd and Winchester, 1978; Çimen et al., 2016a) have been considered for the geochemical evaluation.

Geochemical Classification

The mafic volcanic rocks from the Derebaşı village are geochemically plotting in the basalt field (Figure 4) according to the classification diagram of Pearce (1996). The Zr/Ti and Nb/Y values are changing between 0.0009-0.0011 and 0.19-0.45, respectively.

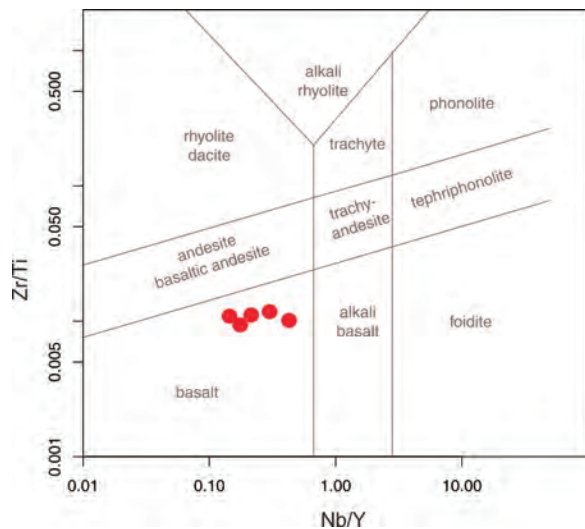


Figure 4. Zr–Ti vs. Nb–Y (after Pearce, 1996) diagram for the Derebaşı magmatic rocks.

Şekil 4. Derebaşı magmatik kayalar için Zr-Ti vs. Nb-Y (Pearce, 1996 sonrası) diyagramı.

Table 1. Major and trace element concentrations of the volcanic rocks from the Derebaşı region.

Tablo 1. Derebaşı bölgesindeki volkanik kayaların ana ve iz element konsantrasyonları.

Sample	Derebaşı				
	DRB1	DRB2	DRB3	DRB4	DRB5
SiO ₂ %	46.50	46.61	44.31	49.01	47.22
Al ₂ O ₃	17.50	15.22	16.04	15.46	16.12
Fe ₂ O ₃	9.66	11.61	13.51	9.51	7.06
MgO	9.02	12.48	9.57	11.19	15.37
CaO	1.22	0.56	1.62	1.41	0.29
Na ₂ O	0.10	0.06	0.02	0.07	0.07
K ₂ O	8.19	4.13	5.09	6.18	6.26
TiO ₂	1.48	1.20	1.35	1.16	1.16
P ₂ O ₅	0.26	0.10	0.13	0.08	0.07
MnO	0.05	0.05	0.15	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.03	0.05	0.06	0.07	0.08
LOI	5.70	7.60	7.80	5.60	5.90
Ni ppm	81.00	202.00	111.00	152.00	178.00
Sc	22.00	29.00	33.00	37.00	38.00
Mo	0.70	<0.1	0.50	0.80	0.20
Cu	26.00	26.70	117.10	8.00	1.40
Pb	20.10	0.80	7.50	0.10	0.10
Zn	107.00	103.00	118.00	9.00	8.00
Ba	366.00	176.00	946.00	104.00	89.00
Co	39.70	44.10	43.80	37.20	27.00
Cs	0.30	2.10	0.50	0.50	1.10
Hf	2.60	1.80	2.80	2.30	2.00
Nb	5.90	4.30	5.60	4.20	3.90
Rb	43.00	24.20	44.90	23.90	19.80
Sr	254.30	88.40	104.50	121.70	489.70
Ta	0.40	0.30	0.40	0.10	0.20
Th	1.00	0.30	0.90	0.80	0.90
U	2.00	0.60	0.60	0.20	0.30
V	217.00	248.00	240.00	183.00	208.00
Zr	99.90	67.70	92.60	76.80	73.60
Y	24.80	9.50	17.10	22.30	17.20
La	6.70	2.50	7.20	2.80	3.60
Ce	17.90	4.70	15.60	5.30	8.70
Pr	3.36	0.78	2.18	0.80	1.24
Nd	18.00	4.30	9.40	3.90	5.50
Sm	4.62	1.30	2.44	1.65	1.66
Eu	1.09	0.49	0.72	0.72	0.68
Gd	4.88	1.64	2.90	2.59	2.54
Tb	0.78	0.32	0.52	0.52	0.47
Dy	4.76	2.00	3.30	3.50	3.20
Ho	1.05	0.45	0.81	0.88	0.71
Er	3.12	1.28	2.28	2.52	2.28
Tm	0.49	0.20	0.34	0.36	0.33
Yb	2.93	1.23	2.06	2.44	2.20
Lu	0.44	0.19	0.35	0.39	0.34
Nb/Y	0.24	0.45	0.33	0.19	0.23
Zr/Y	4.03	7.13	5.42	3.44	4.28
Zr/Nb	16.93	15.74	16.54	18.29	18.87
Zr(M)	1.35	0.91	1.25	1.04	0.99

In the spider diagrams, they exhibit similar high field strength element (HFSE; Ti=0.69-0.89 ppm, Zr=68-100 ppm) concentrations and show more flat patterns with the N-MORB (Ti = 0.76 ppm, Zr = 74 ppm; Sun and McDonough, 1989). In addition, they are characterized by enrichments in Th/N-MORB-normalized ($Th_N=2.50-8.33$; Figure 5a) and display generally flat REEs/ chondrite-normalized patterns ($[La/Sm]_N=0.76-2.20$; Figure 5b).

Mantle Source and Geotectonic Environment

The spider and binary diagrams were used to figure out the mantle source and the geotectonic environment (Figures 5, 6, 7 and 8). The mafic volcanic rocks from the Derebaşı region show the characteristics of the back arc basin basalts (BABB) and display enrichments in Th coupled with slightly negative Nb anomalies (Figure 5a; Pearce and Peate, 1995; Peate et al., 1997). Moreover, they mostly exhibit N-MORB-like HFSEs and REEs patterns (Figure 5b).

These volcanic rocks are plotting in the island arc and N-MORB fields regarding their trace element systematics (Figures 6a, b, c) which support deriving within an arc-back arc setting (Shervais, 1982; Wood, 1980; Meschede, 1986).

According to the Th/Yb and Ta/Yb diagram of (Pearce, 1983), they show subduction related signatures by higher Th/Yb (0.24-0.44) and similar Ta/Yb (0.04-0.24) values (Figure 7) compared to the N-MORB ($Th/Yb=0.039$; $Ta/Yb=0.043$; Sun and McDonough, 1989).

Also, the Nb/Y ratio (0.19-0.45) vs Zr/Y ratio (3.44-7.13) and Zr (N-MORB-normalized; 0.91-1.35) vs. Zr/Nb ratio (15.74-18.87) exhibit consistent values with two important arc-back arc environments (e.g. Mariana back arc and South Sandwich island arc; Figure 8; Pearce et al., 1995, 2005). Overall trace elements systematics of the volcanic rocks from the Derebaşı region

have significant geochemical similarities with a subduction-related arc-back arc basin.

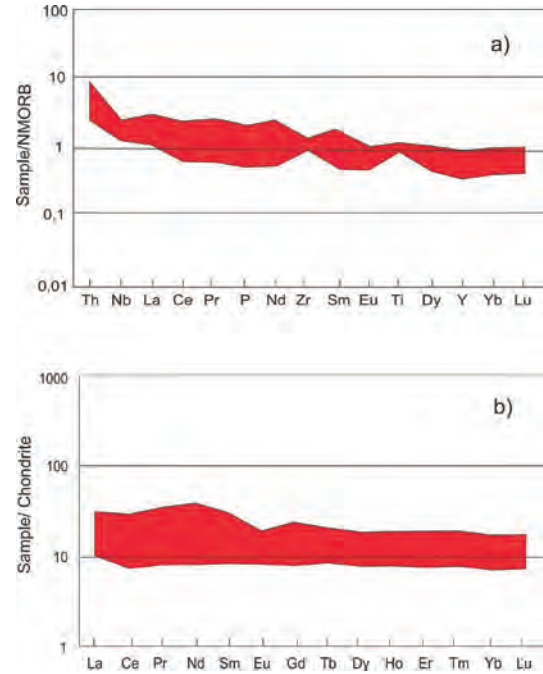


Figure 5. N-MORB normalized multi element and Chondrite normalized REE spider diagrams (Sun and McDonough, 1989).

Şekil 5. N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element ve Kondrit'e göre normalize edilmiş NTE örümcek ağı diyagramları (Sun ve McDonough, 1989).

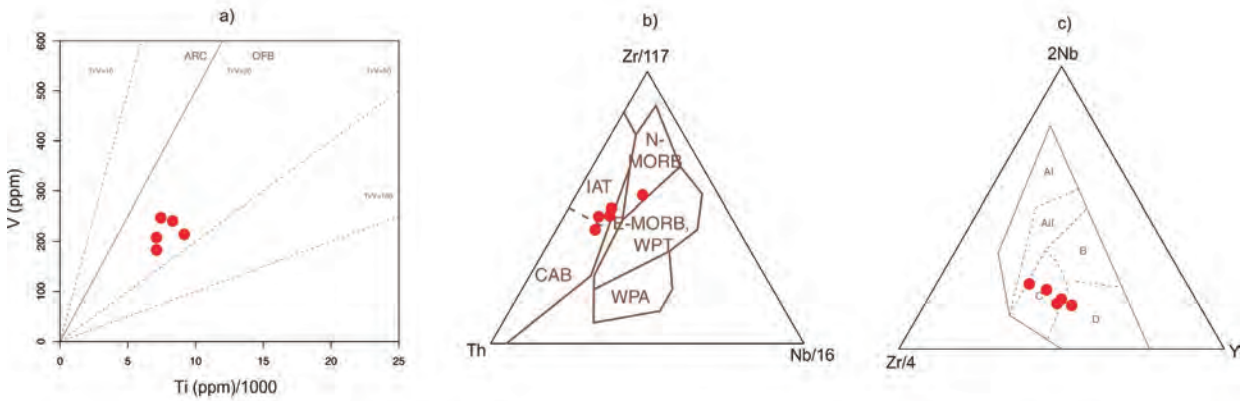


Figure 6. Geotectonic discrimination diagrams **a)** after Shervais (1982) **b)** after Wood (1980) **c)** after Meschede (1986). (AI: within-plate alkali basalt; AII: within-plate tholeiite; B: E-MORB; C and D: volcanic arc basalts; D: N-MORB).

Şekil 6. Jeotektonik diskriminasyon diyagramları **a)** Shervais (1982) sonrası **b)** Wood (1980) sonrası **c)** Meschede (1986) sonrası. (AI: kıta-içi alkali basalt; AII: kıta-içi toleyit; B: E-MORB; C ve D: volkanik yay bazaltları; D: N-MORB).

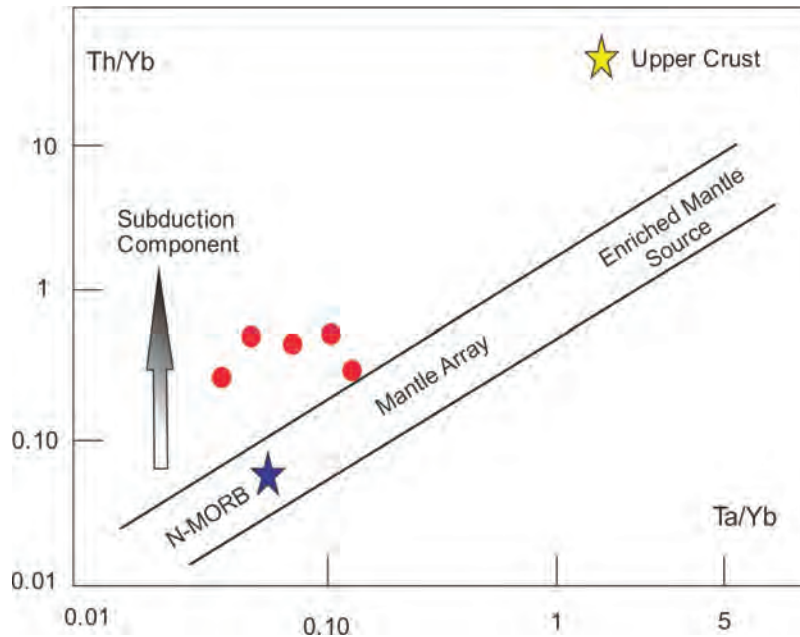


Figure 7. Th/Yb and Ta/Yb diagram (after Pearce, 1983).

Şekil 7. Th/Yb ve Ta/Yb diyagramı (Pearce, 1983 sonrası).

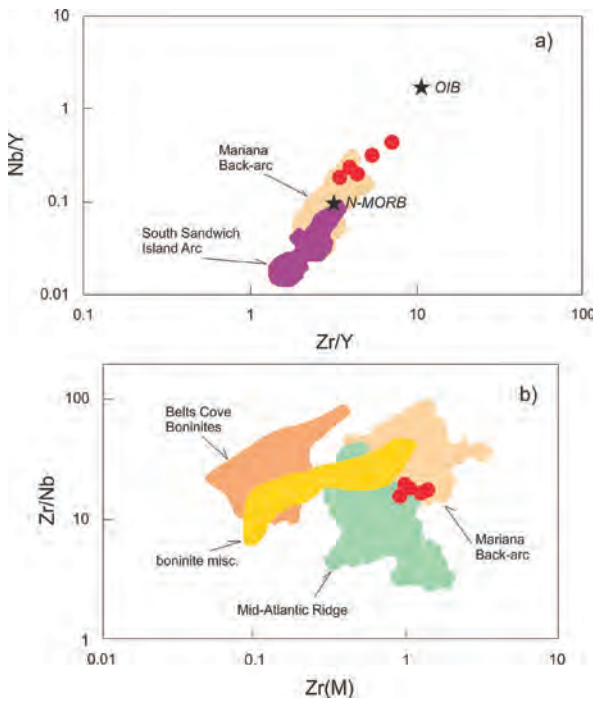


Figure 8. a) Zr/Y-Nb/Y and **b)** Zr(M)-Zr/Nb diagrams (Sayıt et al., 2016). Average OIB and N-MORB values taken from Sun and McDonough (1989), Mariana Back-arc data taken from Pearce et al. (2005), South Sandwich Arc data taken from Pearce et al. (1995), Mid-Atlantic Ridge data taken from Niu et al. (2001), Belts Cove boninites taken from Bedard (1999), Miscellaneous boninites data taken from Cameron et al. (1983).

Şekil 8. a) Zr/Y-Nb/Y ve **b)** Zr(M)-Zr/Nb diyagramları (Sayıt vd., 2016). Ortalama OIB ve N-MORB değerleri Sun ve McDonough (1989)'dan, Mariana Yay-ardı verileri Pearce vd. (2005)'den, South Sandwich Yaytı verileri Pearce vd. (1995)'den, Orta-Atlantik Sırtı verileri Niu vd. (2001)'den, Belts Cove boninitlerinin verileri Bedard (1999)'dan, Miscellaneous boninitleri verileri Cameron vd. (1983)'den alınmıştır.

DISCUSSION

The whole rock geochemical data of newly discovered mafic volcanic rocks from the Derebaşı region play a crucial role in order to better understand the geodynamic evolution of the northern margin of the Gondwana during the Late Paleozoic. The available geochemical data

is mostly concentrated on the magmatic rocks from the northern Konya (Ladik) and Yahyalı regions (Eren et al., 2004; Göncüoğlu et al., 2007; Robertson and Ustaömer, 2009; Akal et al., 2012). These magmatic rocks cut the Paleozoic sedimentary units and display subduction related signatures in the both regions.

In detail, the metatrachyandesites from the Kadınhanı region (northern Konya) could have been derived from subcontinental lithosphere involving a small amount of subduction component in an extensional regime (Kurt and Arslan, 1999). Eren et al. (2004) has also geochemically studied the Kadınhanı metamagmatics within the Silurian-Early Permian Sızma Group and suggested that they could have been generated from the sub-continental lithosphere and subduction components. In relation to these magmatics from the Konya region, Göncüoğlu et al. (2007) proposed that an aborted rift basin formed in a back arc setting above the southward subducting Paleozoic oceanic plate along the northern margin of Gondwana. However, an oceanic crust did not develop since the rifting failed and the basin was progressively filled with a regressive sequence (Göncüoğlu et al., 2007). Later on, these subduction related metatrachyandesites have been dated as Early Triassic and attributed to the rifting of Neotethyan ocean (Akal et al., 2012). It must be noted that the region contains several types of magmatics including volcanic and subvolcanic rocks and there is still no consensus yet with regards to their geochemical characteristics and ages.

In addition, some felsic and intermediate volcanics have been found within the Mid-Late Paleozoic units from the Karaburun peninsula (Kozur and Göncüoğlu, 1998; in the western TAP). Moreover, the rift related basaltic rocks have been found in the Permian units from the Antalya nappes (Şahin et al., 2014; southern TAP). However, there is no published geochemical data from both of these volcanics. The Tavas nappes (south of

Denizli) also include volcanics rocks within the Carboniferous units. They display geochemically oceanic island and MORB features and can be evaluated together with the coeval back arc basin units found in the Konya region (Göncüoğlu et al., 2000b; Göncüoğlu, 2011). According to the recent studies, the Devonian and Carboniferous granites have been found in the Afyon Zone (Akal et al., 2011; Candan et al., 2016). Of note, the volcanic equivalents of these Devonian and Carboniferous magmatism in the Afyon Zone should be found in somewhere of the Tauride-Anatolide Platform.

In this study, the volcanic rocks from the Derebaşı region are intercalated with the Late Devonian limestones and exhibit typical characteristics of a back arc basin. The overall geochemical features suggest that all these mafic rocks were predominantly generated in a subduction setting from a subduction-modified mantle source. Also, similar Late Devonian magmatics have been reported in the Central Iran Block which exhibit the geochemical features of an intra-plate setting (e.g. Ruttner, 1991, Wendt et al., 2002; Gharaie, 2004).

In a continental rift zone, the chemical composition of magmas depend on several factors such as chemical and mineralogical heterogeneity of the mantle source, the degree of partial melting, the depth of melting, the rate of magma transfer to the surface (Wilson, 1989). Basaltic lavas, which rise relatively rapidly to the surface without undergoing significant fractional crystallization or crustal contamination, may display geochemical characteristics of the asthenospheric mantle (Wilson, 1989). Thus, the volcanic rocks, which show back arc basin signature in the TAP, can be attributed to fastly rising of magma by rifting during the Late Devonian and the Early Carboniferous time.

In the literature, the northward subduction model beneath the Eurasia during the Late Paleozoic (Robertson and Dixon, 1984; Ustaömer

and Robertson, 1994, 1999; Stampfli, 2000; Eren et al., 2004) and the southward subduction model under the northern active margin of the Gondwana during Early Carboniferous (Göncüoğlu et al., 2000, 2007) have been proposed in several studies. But, there is still no consensus for the subduction polarity of the Paleotethyan Ocean. In any case, all these magmatic products from the Tauride-Anatolide Platform indicate that the northern margin of Gondwana was active during the Late Paleozoic. However, further geochemical and geochronological studies are needed in order to better understand the geodynamic evolution of the TAP.

CONCLUSION REMARKS

The newly found Late Devonian volcanism from the Derebaşı region exhibit geochemical characteristics of a back arc basin environment. It geochemically resembles the magmatic rocks from the Konya and Yahyalı regions, which were assigned to a subduction related event. The presence of Mid-Late Paleozoic magmatism has also been reported in the Karaburun peninsula, Afyon zone, Tavas and Antalya nappes and the Central Iran Block. The available geochemical data suggest that these magmatic rocks were mostly generated in a subduction setting from a subduction-modified mantle source. It may indicate that the Tauride-Anatolide Platform was active continental margin of Gondwana during the Late Paleozoic.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Torid-Anatolide Platformu (TAP) Türkiye'yi oluşturan mikro-kıtalarından biri olup kuzeyinde bulunan Sakarya Tektonik Birliği ile İzmir-Ankara-Erzincan Sütur kuşağı tarafından ayrılmaktadır (Şekil 1a; Şengör ve Yılmaz, 1981; Göncüoğlu, 2010). Bu platform, batıda metamorfik kısmını temsil eden Anatolide'ler ve daha güneyde

bulunan Torid'ler olarak iki kısma ayrılmıştır. Anatolid'ler; Menderes Masifi, Afyon ve Tavşanlı zonları gibi değişik Alpin metamorfizma dereceleri ve yaşları ile birbirinden ayrılmış tektonik zonlardan oluşmaktadır (Bozkurt ve Oberhansli, 2001; Candan vd., 2016). Torid'ler ise Kambriyen temeli üzerleyen Paleozoyik ve Erken Tersiyer birimlerinden oluşmaktadır (Özgül, 1984; Okay, 2008; Göncüoğlu, 2010; Candan et al., 2016).

TAP boyunca geniş yayılım gösteren Paleozoyik birimleri bulunmakta ve bunların bir kısmı nadiren de olsa magmatik birimler içermektedir (Şekil 1b). Bu magmatik birimler üzerine yapılan jeokimyasal çalışmalar genellikle Kuzey Konya bölgesinde yoğunlaşmıştır (Kurt ve Arslan, 1999; Eren vd., 2004; Göncüoğlu vd., 2007; Akal vd., 2012). Bunlara ilaveten Karaburun yarımadası, Tavas ve Antalya napları, Yahyalı bölgesi ve İran Blok'u üzerinde de Paleozoyik birimlerinin içerisinde bulunan magmatik kayaçlar rapor edilmiştir (Kozur ve Göncüoğlu, 1998, Göncüoğlu vd., 2007; Göncüoğlu, 2011; Şahin vd., 2014; Wendt vd., 2002; Gharaie, 2004).

Paleotetis okyanusu'nun dalma-batma yönü ile alakalı literatürde çeşitli modeller öne sürülmüştür. Genel olarak bir grup araştırmacı Geç Paleozoik süresince Lavrasyanın altına doğru kuzeye dalma-batma modelini savunurken (Robertson ve Dixon, 1984; Ustaömer ve Robertson, 1994, 1999; Stampfli, 2000; Eren vd., 2004), Erken Karbonifer boyunca aktif olan Gondwana'nın kuzey kenarının altına güneye doğru dalma-batma düşüncesi de bulunmaktadır (Göncüoğlu et al., 2000, 2007). Bu modellerin oluşturulmasında en önemli katkı aktif kıta kenarının varlığını temsil eden magmatik birimlerin bulunmasıdır. Ancak halen literatürde bulunan bu magmatik kayaçların jeokimyasal özellikleri ve yaşları ile alakalı tartışmalar bulunmakta ve henüz bir uzlaşma sağlanamamıştır.

Bu çalışma kapsamında, Kayseri'nin Develi ilçesine bağlı Derebaşı köyü civarında yüzeylenen

Geç Devoniyen yaşlı Gümüşali formasyonu içerisinde bazaltik kayaçlar bulunmuştur (Şekiller 1b, 2). Bu kayaçlar dar bir alanda yayılım göstermekte ve jeokimyasal olarak tipik bir yay-ardı havza özelliği sunmaktadır. Bu özelliği ile Kuzey Konya ve Yahyalı bölgelerinde tespit edilen magmatik kayaçlara benzemekte ve Orta-Geç Paleozoyik süresince Gondwana'nın kuzey kenarının aktif olabileceği düşüncesini desteklemektedir.

Bu yeni bulunan önemli birime ilaveten, TAP boyunca çeşitli bölgelerde Paleozoyik birimlerin içerisinde varlığı saptanan magmatik kayaçların ayrıntılı jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmaları Gondwana'nın Paleozoyik esnasındaki jeodinamik evrimini anlamada önemli katkılar sunacaktır.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was supported by The Higher Education Council of Turkey (OYP Project). The author gratefully acknowledges M. Cemal Göncüoğlu, Kaan Sayıt and Faruk Berber for the field studies. Also, Dr. Yaşar Eren and two anonymous reviewers are sincerely thanked for their thoughtful comments and suggestions which scientifically improved the manuscript.

ORCID

Okay Çimen 
<https://orcid.org/0000-0002-1727-9939>

REFERENCES

- Akal, C., Candan, O., Koralay, O.E., Okay, A.I., Oberhansli, R. Chen, F., 2011. Geochronology, geochemistry and geology of the Devonian granites in Afyon Zone, north of Simav. TÜBİTAK Project, 109Y144, 247 pp. (in Turkish with English Abstract).
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. Journal of Geodynamics, 21, 1–33.

- Bedard, J.H., 1999. Petrogenesis of Boninites from the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland, Canada: identification of subducted source components. *Journal of Petrology*, 40, 1853–1889.
- Bozkurt, E., Oberhänsli, R., 2001. Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution - a synthesis. *International Journal Earth Sciences*, 89, 679-708.
- Cameron, W.E., Culloch, M.T., Walker, D.A., 1983. Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 65,75–89.
- Candan, O., Çetinkaplan, M., Oberhänsli, R., Rimmele, G., Akal, C., 2005. Alpine high-pressure/low temperature metamorphism of Afyon Zone and implication for metamorphic evolution of western Anatolia. *Turkey, Lithos* 84, 102-124.
- Candan, O., Akal, C., Koralay, O.E., Okay, A.I., Oberhänsli, R., Prelevic, D., Mertz-Kraus, R., 2016. Carboniferous granites on the northern margin of Gondwana, Anatolide-Tauride Block, Turkey-Evidence for southward subduction of Paleotethys. *Tectonophysics*, 683, 349-366.
- Çimen, O., Göncüoğlu, M.C., Sayit, K., 2016a. Geochemistry of the meta-volcanic rocks from the Çangaldağ Complex in Central Pontides: Implications for the Middle Jurassic arc - back - arc system in the Neotethyan Intra-Pontide Ocean. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25, 491-512.
- Çimen, O., Toksoy Köksal, F., Öztüfekçi Önal, A., Aktağ, A., 2016b. Depleted to Refertilized Mantle Peridotites Hosting Chromitites within the Tunceli Ophiolite, Eastern Anatolia (Turkey): Insights on the Back Arc Origin. *Ophioliti*, 41, 1-20.
- Dalkılıç, H., 2009. Türkiye Jeoloji Haritaları, 1:100.000 ölçekli. Kayseri-L35 Paftası, No: 124.
- Demirtaşlı, E., 1967. Pınarbaşı-Sarız-Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi birimleri ve petrol imkanları. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, No: 6305, Ankara (in Turkish, unpublished).
- Eren, Y., Kurt, H., 2000. The stratigraphical, geochemical and geodynamical modelling of the northeast margin of Menderes-Taurus Block. *Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, Selçuk Üniversitesi*, 15, 25–41.
- Eren, Y., Kurt, H., Rosselet, F., Stampfli, G.M., 2004. Paleozoic deformation and magmatism in the northern area of the Anatolian block (Konya), witness of the Paelotethys active margin. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 97, 293-306.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A., 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21, 291-306.
- Floyd P.A., Winchester J.A., Seston R., Kryza R., Crowley Q.G., 2000. Review of geochemical variation in Lower Palaeozoic metabasites from the NE Bohemian Massif; intracratonic rifting and plume ridge interaction. In: W. Franke, V. Haak, O. Oncken and D. Tanner (Eds.), *Orogenic processes: Quantifications and modeling in the Variscan Belt*. Geological Society London Special Publications, 179, 155-174.
- Gharaire, M.H.M., Matsumoto, R., Kakuwa, Y., Milroy, P.G., 2004. Late Devonian facies variety in Iran: volcanism as a possible trigger of the environmental perturbation near the Frasnian-Famennian boundary. *Geological Quarterly*, 48, 323-332.
- Göncüoğlu, M.C., 1997. Distribution of Lower Paleozoic units in the Alpine Terranes of Turkey: paleogeographic constraints. In: Göncüoğlu MC, Derman AS, editors. *Lower Paleozoic Evolution in Northwest Gondwana*. Turkish Association of Petroleum Geologist Special Publications, 3, 13–24.
- Göncüoğlu, M.C., Kozlu, H., Dirik, K., 1997. Pre-Alpine and Alpine terranes in Turkey: explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales Géologiques des Pays Helleniques*, 37, 515-536.
- Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Sentürk, K., Özcan, A., Uysal, S., 2000a. A geotraverse across NW Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. In: Bozkurt, E., Winchester, J. A. & Piper, J. D. (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society of London Special Publications, 173, 139–162.
- Göncüoğlu, M.C., Yalınız, M.K., Floyd, P.A., 2000b. Petrology of the Carboniferous volcanic rocks in the Lycian Nappes, SW Turkey: implications for the Late Paleozoic evolution of the Tauride-Anatolide Platform. *International Earth Science Congress Aegean Regions, Izmir, Sept.25-29, 2000, Abstracts*, 213.

- Göncüoğlu, M.C., Çapkinoğlu, Ş., Gürsu, S., Noble, P., Turhan, N., Tekin, U.K., Okuyucu, C., Göncüoğlu, Y., 2007. The Mississippian in the Central and Eastern Taurides (Turkey): constraints on the tectonic setting of the Tauride-Anatolide Platform. *Geologica Carpathica*, 58, 427-442.
- Göncüoğlu, M.C., 2010. Introduction to the Geology of Turkey: Geodynamic evolution of the pre-Alpine and Alpine Terranes. MTA, 1-69.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47, 1255-1259.
- Kozur, H., Göncüoğlu, M.C., 1998. Main features of the pre-Variscan development in Turkey. *Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 42, 459-464.
- Kurt, H., Arslan, M., 1999. Geochemistry and petrogenesis of Kadınhanı (Konya) K-rich metatrachyandesite: The evolution of Devonian (?) volcanism. *Geological Bulletin of Turkey*, 42, 57-69.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of midocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- Metin, S., 1983. Doğu Toroslar'da Derebaşı (Develi), Armutalan ve Gedikli (Saimbeyli) köyleri arasının jeolojisi (doktora tezi). İstanbul Üniversitesi. (in Turkish)
- Niu, Y., Bideau, D., Hekinian, R., Batiza, R., 2001. Mantle compositional control on the extent of mantle melting, crust production, gravity anomaly, ridge morphology, and ridge segmentation: a case study at the Mid-Atlantic Ridge 33-35°. *Earth and Planetary Science Letters*, 186, 383-399.
- MTA, 2003. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları. Kayseri paftası.
- Okay, A.I., Tuysuz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (eds Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. & Seranne, M.). Geological Society of London Special Publications, 156, 475-515.
- Okay, A.I., 2008. Geology of Turkey: Synopsis. *Anschmitt*, 21, 19-42.
- Özgül, N., 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. In: Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C.: *Geology of Taurus Belt*. MTA, 77-90.
- Parlak, O., Çolakoğlu, A., Dönmez, C., Sayak, H., Yıldırım, N., Türkel, A., Odabaşı, İ., 2012. Geochemistry and tectonic significance of ophiolites along the Ankara-Erzincan Suture Zone in northeastern Anatolia. In: Robertson, A.H.F., Parlak, O., Ünlügenç, U.C. (Eds.), 2012. *Geological Society of London Special Publications*, 372, 75-105.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. eds. *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Cheshire. Shiva Publications, 230-249.
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 23, 251-286.
- Pearce, J.A., Ernewein, M., Bloomer, S.H., Parson, L.M., Murton, B.J., Johnson, L.E., 1995. Geochemistry of Lau Basin volcanic rocks: influence of ridge segmentation and arc proximity. In: Smellie JL, editor. *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*. London, UK: Geological Society of London Special Publications, 81, 53-75.
- Pearce, J.A., 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman DA, editor. *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Short Course Notes 12. St. John's, Canada: Geological Association of Canada, 79-113.
- Pearce, J.A., Stern, R.J., Bloomer, S.H., Fryer, P., 2005. Geochemical mapping of the Mariana arc basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemical Geophysical Geosystems*, 6, 1-27.
- Peate, D.W., Pearce, J.A., Hawkesworth, C.J., Collie, H., Edwards, C.H.M., Hirose, K., 1997. Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. *Journal of Petrology*, 38, 1331-1358.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F.

- (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London Special Publication, 17, 1–74.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., 2009. Formation of the Late Palaeozoic Konya Complex and comparable units in southern Turkey by subduction–accretion processes: Implications for the tectonic development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Tectonophysics*, 473, 113–148.
- Robertson, A., Parlak, O., Ustaömer, T., Taslı, K., İnan, N., Dumitrica, P., Karaoğlu, F., 2014. Subduction, ophiolite genesis and collision history of Tethys adjacent to the Eurasian continental margin: new evidence from the Eastern Pontides, Turkey. *Geodinamica Acta*, 1–64.
- Ruttner, A. W., 1991. Geology of the Aghdarband area (Kopetdagh, NE-Iran) (with contributions of R. Brander and E. Kirchner). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 38, 7–79.
- Sayit, K., Marroni, M., Göncüoğlu, M.C., Pandolfi, L., Ellero, A., Ottria, G., Frassi, C., 2016. Geological setting and geochemical signatures of the mafic rocks from the Intra-Pontide Suture Zone: implications for the geodynamic reconstruction of the Mesozoic Neotethys. *International Journal of Earth Science*, 105, 39–64.
- Shervais, J.W., 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101–118.
- Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J., 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, 1–17.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London Special Publications*, 42, 313–345.
- Stamfli, G.M., 2000. Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.): *Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area*. Geological Society London Special Publications, 173, 1–23.
- Şahin, N., Altıner, D., Ercengiz, M.B., 2014. Discovery of Middle Permian volcanism in the Antalya Nappes, southern Turkey: tectonic significance and global meaning. *Geodinamica Acta*, 25, 286–304.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181–241.
- Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., 1994. Late Palaeozoic marginal basin and subduction-accretion: the Palaeotethyan Küre Complex, Central Pontides, northern Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 151, 291–305.
- Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., 1999. Geochemical evidence used to test alternative plate tectonic models for pre-Upper Jurassic (Palaeotethyan) units in the Central Pontides, N Turkey. *Geological Journal*, 34, 25–53.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., Bavandpur, A., 2002. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part I. Southeastern Iran. *Acta Geologica Polonica*, 52, 129–168.
- Wilson, B.M., 1989. *Igneous Petrogenesis A Global Tectonic Approach*. London, Boston, Sydney, Wellington: Unwin Hyman. 466 pp.
- Whitney, D.L., Bozkurt, E., 2002. Metamorphic history of the southern Menderes massif, western Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 114, 829–838.
- Wood, D.A., Gibson, I.L., Thompson, R.N., 1976. Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 55, 241–254.
- 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 on the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11–30.



Anamur (Alanya Masifi, Mersin) Bölgesinde Yer Alan Prekambriyen Yaşlı Kayaçların Çok Evreli P-T-t Evrimi

Multi-Stage P-T-t Evolution of Precambrian Aged Rocks in Anamur (Alanya Massif, Mersin) Region

Mete Çetinkaplan

Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 35160 İzmir

Geliş/Received : 23.06.2017 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received : 22.11.2017 • Kabul/Accepted : 01.12.2017 • Baskı/Printed : 01.01.2018
Araştırma Makalesi/Research Article *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

Öz: Alanya Masifi'nin doğu kesimde yer alan Anamur bölgesi yüksek sıcaklık metamorfizması ile tanımlanmaktadır. Bölgede bazik ve asidik meta-magmatikler tarafından kesilen, üst amfibolit fasiyesi koşullarında başkalaşıma uğramış metakırıntılılar (Sarıağaç birimi) paraotokton konumlu temeli oluşturmaktadır. Barrov türü orta basınç metamorfizmasının yeşilşist fasiyesi koşullarında başkalaşıma uğramış Kapıdağ napı, Sarıağaç birimini sünümlü koşullarda gelişmiş tektonik bir dokanakla üzerlemektedir. Düzenli ve kalın bir istif oluşturan Kapıdağ napı tabanda dolomit, mermer, muskovit- kuvars şist ve klorit şist aralanmasından oluşan, olasılıklı İnfrakambriyen yaşlı topluluk ile başlamaktadır. Bu birim üzerine, Toros birliklerinin Kambro-ordovisiyen yaşlı Hüdai, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarından türeme, kuvarsit, meta-karbonat ve şistlerden yapıllı düşük dereceli metamorfikler gelmektedir. Tüm bu metamorfik birimler Geç Eosen-Oligosen yaşlı Anamur Formasyonu'na ait çakıltaşları ile uyumsuz olarak örtülmekte ve Hadim napı tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir.

Sarıağaç birimini oluşturan yüksek dereceli şistlerin metamorfizma (M1) koşulları 7.7 ± 0.7 kbar ve $670 \pm 20^\circ\text{C}$ olarak belirlenmiştir. Bu yüksek dereceli topluluk 5.1 ± 0.3 kbar ve $480 \pm 40^\circ\text{C}$ koşullarında (M2) retrograd metamorfizmaya uğramıştır. Üzerleyen M2 metamorfizmasının yaşı beyaz mikalardan elde edilen Ar / Ar yaş belirlemesine göre 75 - 73 My (Kampaniyen) olarak bulunmuştur. M1 metamorfizmasının yaşı doğrudan belirlenmemiştir. Fakat M1 metamorfizması ürünü bölgesel foliyasyonu kesen meta-aplitlerden elde edilen ve ilksel asidik magmatiklerin kristalizasyon yaşı olarak yorumlanan 550.2 ± 8.2 My U/Pb zirkon yaşları söz konusu temeli etkileyen bu metamorfizmanın olasılıkla Prekambriyen yaşlı olduğunu göstermektedir. Bu veri ayrıca temeli oluşturan metakırıntılıların ilksel kayalarının Prekambriyen yaşlı olduğunu ortaya koymaktadır. Alanya Masifi'nin paleocoğrafik konumu ve jeokronolojik veriler göz önüne alındığında, M1 metamorfizması Gondwana'nın Geç Neoproterozoyik'teki bütünleşme süreci ile ilişkilendirilebilmektedir. Bu yüksek dereceli temel Neotetis okyanusunun güney kolunun kapanması ile ilişkili olarak Geç Kretase'de yeşilşist fasiyesi koşullarında gelişen M2 metamorfizması tarafından üzerlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Anamur, Gondwana, metamorfizma, sillimanit

Abstract: *The Anamur region in the eastern part of the Alanya Massif is defined by high temperature metamorphism. Metamorphic rocks (Sarıağaç unit), under the conditions of the upper amphibolite facies which are interrupted by basic and acidic meta-magmatics in the region, constitute the para-autochthonous basis. Kapıdağ nappe, has undergone metamorphism the Barrow-type medium-pressure metamorphism in the greenschist facies is overlain by the tectonic contact of the Sarıağaç unit with the ductile conditions. The Kapıdağ nappe, which forms a regular and thick sequence, begins with a probable infra-cambrian aged assemblage in the base consisting of dolomite, marble, muscovite-quartz schist and chlorite schist alternation. This assemblage is overlain by low-grade metamorphics of Tauride units consist of quartzite, meta-carbonate and schists derived from Hüdai, Çaltepe and Seydişehir formations in Cambro-Ordovician aged. All these metamorphic units are unconformably overlain by conglomerates belonging to Late Eocene-Oligocene Anamur Formation and then Hadim nappe thrust over to all units.*

The metamorphism (M1) conditions of the high grade schists of the Sariağaç unit are 7.7 ± 0.7 kbar and $670 \pm 20^\circ\text{C}$. This high-grade assemblage underwent retrogradation 5.1 ± 0.3 kbar and $480 \pm 40^\circ\text{C}$ (M2) in conditions. The dating of this metamorphism is 75-73 Ma (Campanian) based on Ar/Ar white mica aging. The age of M1 metamorphism could not be directly determined. Zircon ages of 550.2 ± 8.2 Ma (U/Pb), which is interpreted as the age of crystallization of the primary acidic magmatics and the meta-aplites intersecting the regional foliation which is product of M1 metamorphism suggest that this metamorphism affecting the basement is probably Precambrian aged.

This data also reveals that the primary metaclastic rocks of the basement-forming metamorphic rocks are Precambrian aged. Given the paleogeographic location of the Alanya massif and geochronological data, the M1 metamorphism may be associated with the integration process of Gondwana's Late Neoproterozoic. This high-grade basement was overprinted by the M2 metamorphism developed from the greenschist facies in the Late Cretaceous, associated with the closure of the southern part of the Neotethys ocean.

Keywords: Anamur, Gondwana, metamorphism, sillimanite

GİRİŞ

Türkiye Neotetis okyanusu kollarının kapanmasıyla ilişkili olarak yaklaşık doğu - batı yönlü sutur zonlarıyla ayrılmış çok sayıda kıtasal parçanın birbirine kaynamasıyla oluşmuştur. Bu tektonik mozaik Gondvana'nın kuzey kenarı boyunca gelişen riftleşme ve okyanuslaşma süreçlerinin bir sonucu olarak gelişmiştir. Bu tektonik çatı içerisinde, İzmir – Ankara – Erzincan sutur zonu, Geç Kretase – Eosen zaman aralığında Neotetis okyanusunun kuzey kolunun kapanması ve Sakarya Zonu ile Anatolid-Torid Platformu'nun çarpışmasını tanımlamaktadır (Candan ve diğ. 2005; Okay ve Tüysüz 1999; Okay ve diğ. 2001; Pourteau ve diğ. 2013; Rolland ve diğ. 2009). Bitlis – Zagros sutur zonu ise Miyosen'de Anatolid - Toridler'le Arap levhasının çarpışması ve güney Neotetis okyanusunun kapanması ile ilişkilendirilmektedir (Parlak ve diğ. 2009; Şengör ve Yılmaz 1981; Yılmaz 1993). Toridler ve onların metamorfik eşlenikleri olan Anatolidler Gondvana kökenli tektonik ünitelerdir. Ortak Paleozoyik – Erken Triyas stratigrafisine sahip olan Anatolid ve Toridler Triyas'da (Göncüoğlu ve diğ. 2003; Okay et al. 1996, 2006) veya Jura'da (Şengör ve diğ. 1980, 1985) Neotetis okyanusunun kuzey ve güney kollarının açılmasıyla izole bir blok olarak Gondwana'dan koparılmıştır. İlksel birikim ortamı ve sedimanter fasiyes karakteristiklerine dayalı olarak, Anatolid - Torid bloğu güneyden kuzeye doğru Alanya, Antalya, Geyik Dağı, Aladağ ve

Bozkır olmak üzere doğru çok sayıda birliğe ayrılmaktadır. Bu yapı içerisinde Alanya Masifi, Geç Kretase'de Neotetis okyanusunun kuzey yönlü yitimi (Özgül 1976) ve bunla ilişkili çok evreli metamorfizma sonucu Alanya birliğinden türemiş olduğu kabul edilir. Alanya Masifi'nde eklojit – mavişist fasiyesine ait kayaçların varlığı ilk kez Okay ve Özgül (1984) ve Okay (1989) tarafından ortaya konmuştur. Bu kayaçlar, Barrov tipi orta basınç / düşük sıcaklık metamorfizmasına uğramış nap paketi içerisinde bir tektonik dilim olarak bulunmaktadır (Okay 1989; Çetinkaplan ve diğ., 2016). Bunların yanı sıra Masif'in kuzey batı ucunda yüzeyleyen mavişist bloklu melanj Çetinkaplan ve diğ., (2016) tarafından Geç Kretase yaşlı yitim ile ilişkilendirilmektedir.

Bu genel yapıya karşın Masif'in güneydoğusunda, Anamur bölgesinde bulunan metamorfikler yüksek sıcaklık metamorfizmasına ilişkin veriler sunmaktadır (Bozkaya 2001; Bozkaya ve Yalçın 2004; Işık ve Tekeli, 1995). Bu bölgedeki metamorfikler içerisinde stavrolit ve disten gibi minerallerin varlığı, söz konusu metamorfik kayaçların Barrov tipi üst amfibolit fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğradığını göstermektedir (Bozkaya 2001; Bozkaya ve Yalçın 2004; Işık ve Tekeli, 1995). Alanya Masifi'nin genelinde metamorfizma derecesinin Barrov türü düşük yeşil şist fasiyesi koşullarında olması (Bozkaya 1999; Bozkaya 2001; Bozkaya ve Yalçın 2004; Çetinkaplan ve diğ. 2016; Okay ve Özgül,

1984; Okay 1989; Ulu 1989) Anamur bölgesindeki yüksek dereceli metamorfiklerin Alanya Masifi ile olan ilişkisini tartışılır hale getirmektedir. Bu çalışmada söz konusu bölgede ayrıntılı harita alımı gerçekleştirilmiş ve petrolojik / jeokronolojik çalışmalarla yüksek dereceli kayaçların protolit yaşları ve metamorfik evrimlerine yönelik ayrıntılı veri elde edilmiştir. Söz konusu metamorfiklerin Neotetis okyanusunun güney kolunun Geç Kretase evrimi içerisindeki yerlerinin belirlenmesi ve Alanya Masifi ile olan olası korelasyonları bu çalışmanın ana hedeflerini oluşturmaktadır.

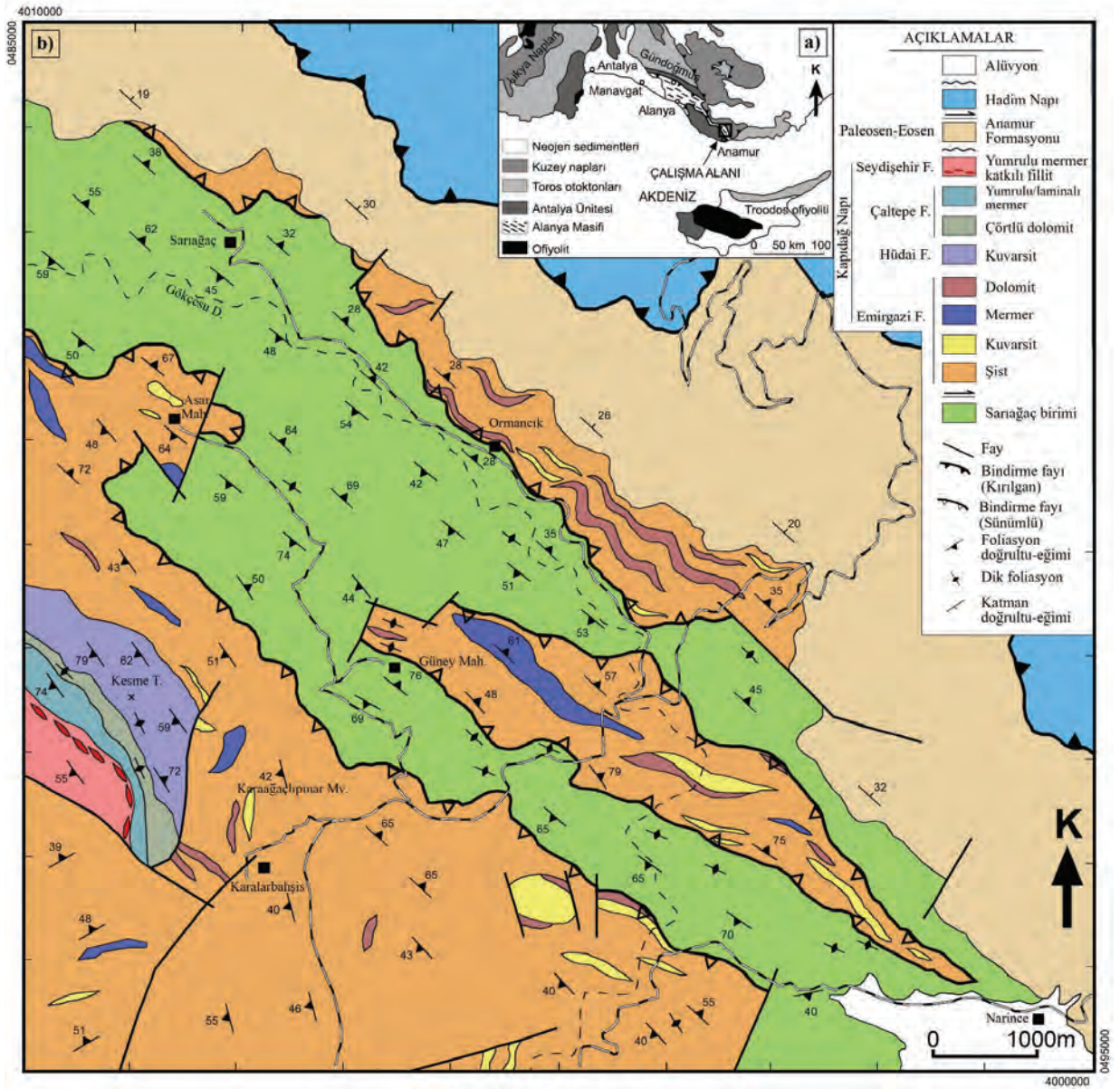
TEKTONO-STRATİGRAFI

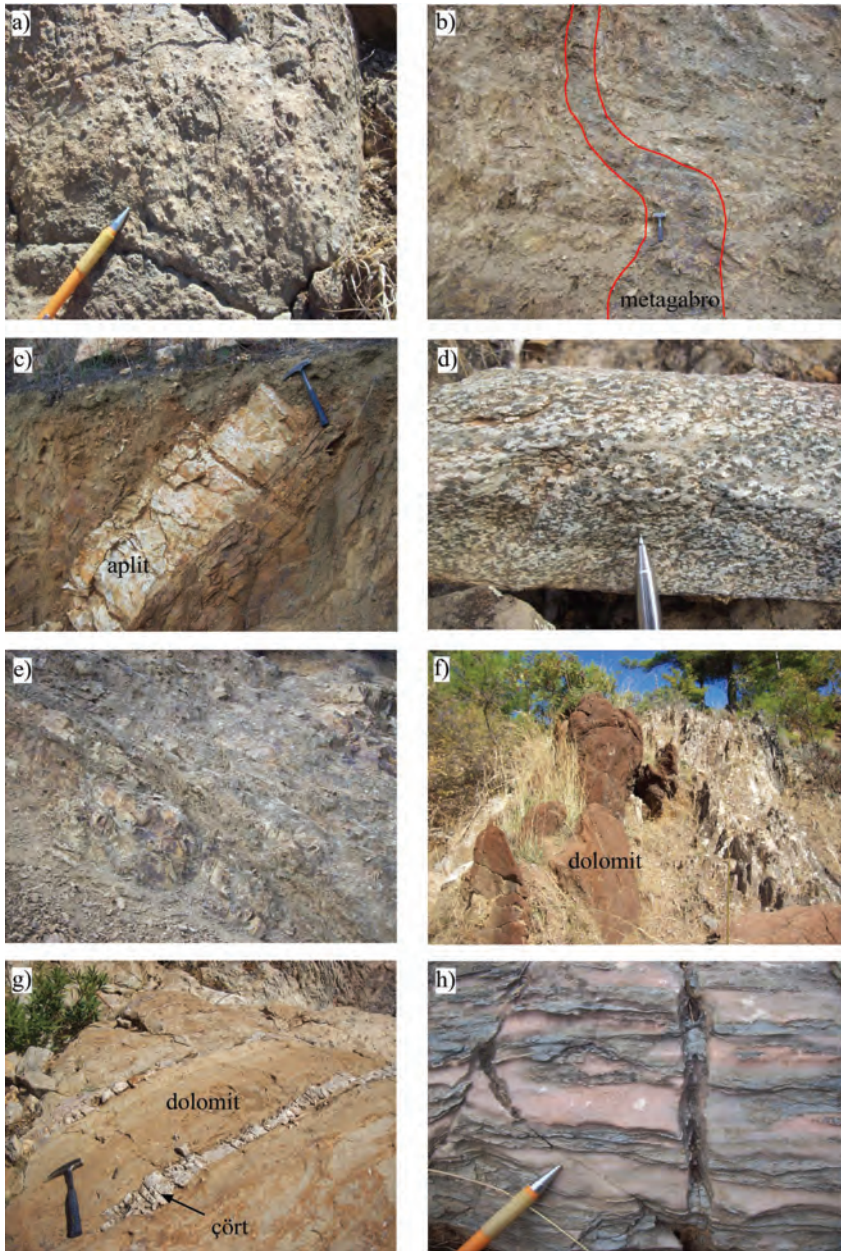
Alanya Masifi'nin güney doğu kesiminde, Anamur'un kuzeyinde yer alan çalışma alanı Paleosen öncesi ve Eosen sonrası sıkışma tektoniği ürünü bindirme fayları ile tanımlanan tipik bir nap yığını yapısı sunmaktadır. Ana üniteler alttan üste doğru; i) Alanya Masifi'ne ait metamorfikler (Işık ve Tekeli 1995), onları uyumsuz olarak üzerleyen ii) Paleosen – Eosen yaşlı Anamur Formasyonu (Ulu 1989) ve bölgeye Geç Eosen – Oligosen (Turan ve diğ. 2007) sürecinde yerleşmiş iii) Toroslar'ın Aladağ Birliğine ait Hadim Napı olarak verilebilir (Şekil 1a-b).

Alanya Masifi metamorfikleri Alanya güney doğusunda Özgül (1984) ve Okay ve Özgül, (1984) tarafından alttan üste doğru Mahmutlar, Sugözü ve Yumrudağ napları olarak tanımlanmıştır.

Mahmutlar ve Yumrudağ naplarında yapılan ayrıntılı çalışmalarda bu napların farklı dilimlerden oluştuğu görülmüş ve sözkonusu naplar Özgül (1984) ve Okay ve Özgül, (1984)'e mümkün olduğunca sadık kalınarak Çetinkaplan ve diğ., (2016) tarafından *Mahmutlar nap topluluğu* ve *Yumrudağ nap topluluğu* olarak tanımlanmıştır. Mahmutlar nap topluluğu Gökçetir napı ve üzerleyen Kargıcak napından yapıldır. Yumrudağ nap topluluğu ise kendi içinde Kapıdağ napı ve Kiraz Dağı napı olmak üzere iki tektonik dilim içermektedir. Anamur bölgesindeki birim ve nap adlamalarında ana hatlarıyla Özgül (1984) ve Okay ve Özgül, (1984)'den gelen ve Çetinkaplan ve diğ., (2016) tarafından detaylandırılan adlamalara sadık kalınmıştır.

Bu kapsamda Anamur kuzeyindeki Alanya Masifi metamorfikleri altta Sariağaç Birimi ve bunu tektonik bir dokanakla üzerleyen *Yumrudağ nap topluluğu*'nun Kapıdağ napından yapıldır (Şekil 1b). Sariağaç Birimi bölgede paraotokton konumdadır. Alt dokanağı gözlenmeyen bu birim üst amfibolit fasiyesi koşullarında başkalaşıma uğramış yüksek dereceli şistlerle tanımlanmaktadır. Prekambriyen yaşlı psamitik-pelitik kırıntılılardan türeme bu kayalar 550 My yaşlı, genelde aplit-pegmatit bileşimli asidik ve daha ender olarak bazik magmatik damar kayaları tarafından kesilmektedir. Alanya Masifinde bir eşleniği olmayan bu birim Sariağaç birimi olarak adlanmıştır.





Şekil 2. a) Sariağaç birimi içerisinde bulunan şistlerde yaygın olarak gözlenen granat porfiroblastları (Akine köyü güneyi), Prekambriyen yaşlı yüksek dereceli şistler içerisine yerleşmiş (b) gabroik, (c) aplit ve (d) diyoritik damar kayaçları, e) Emirgazi Formasyonuna ait açık yeşil – kirlili sarı renkli şistler, f) Emirgazi Formasyonu içerisinde gözlenen kahverengi ayrışma renkli dolomit, g) Çaltepe Formasyonunun tabanında yer alan çörtlü dolomitler, h) Çaltepe Formasyonunu üst kesimlerinde ve Seydişehir Formasyonunun alt kesimlerinde gözlenen kırmızı yumrulu mermerler.

Figure 2. a) Garnet porphyroblasts observed in schists of Sariağaç Unit (south of Akine village), Precambrian-aged high-grade schists intruded by (b) gabbroic, (c) aplite and (d) diorite vein rocks, e) the light green - dirty yellow coloured schists belonging to Emirgazi formation, f) the brown-coloured weathering dolomite in Emirgazi formation, g) the cherty dolomites at the base of Çaltepe formation, h) red nodular marbles observed in the upper part of Çaltepe Formation and the lower part of the Seydişehir Formation.

Kapıdağ napı düzenli ve kesiksiz bir ilksel tortul istifden türeme, kendi içerisinde ekaylanmalar gösteren, alt yeşilist fasiyesi koşullarındaki düşük dereceli metamorfik kayalardan yapıldır. Birimin Toroslar'a ait Geyikdağı Birliği'nin İnfakambriyen- Erken Paleozoyik istifini içeriyor olması nedeniyle formasyon adlamalarında orijinal adlamalara sadık kalınmıştır (Özgül 1976). Birim tabanda, olasılı İnfakambriyen yaşlı, klorit-albit şist, kahverengi dolomit, mermer ve sarı muskovit-kuvars şist araldanmasından yapılı Emirgazi Formasyonu (Kozlu 1990; Özgül ve Kozlu 1992) ile başlamaktadır. Bu araldanmalı, seri yaklaşık 100 metre kalınlığında homojen muskovit-kuvars şistlerle tanımlanan Hüdai Formasyonu (Dean ve Özgül, 1994) tarafından üzerlenmektedir. Kuvarsarenitik kumtaşlarından dönüşme bu istif kalınlığı 180 metreye ulaşan bir mermer düzeyi ile uyumlu olarak üzerlenmektedir. Çaltepe Formasyonu (Dean ve Monod, 1970; Monod 1977) olarak adlandırılan bu karbonatlar kendi içerisinde alttan üste doğru koyu gri çörtlü dolomit, gri dolomit, laminalı beyaz mermer ve pembemsi renkli yumrulu mermerlerden oluşan düzenli bir stratigrafi sunmaktadır. Karbonat düzeyi uyumlu bir dokanakla şeyl ve silttaşından türeme klorit-albit şistlerle üzerlenmektedir. Stratigrafik konum ve ilksel kaya bileşimine dayanarak bu birim Seydişehir Formasyonu (Dean ve Monod, 1970; Monod 1977) ile eşleştirilmektedir.

Sarıağaç Birimi ve Kapıdağ napı üzerine açısız uyumsuz bir dokanakla, görünür kalınlığı 2 km'ye ulaşan, Paleosen-Eosen yaşlı (Ulu, 1989) Anamur Formasyonu gelmektedir. Taban çakıltaşı ile başlayan Anamur Formasyonu çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, silttaşı ve kireçtaşı düzey ve merceklerinin araldanmasından oluşmaktadır. Çakıltaşları ve gri kireçtaşları formasyon içerisinde baskın olan litolojilerdir. Çakıltaşları, karbonat bir matris ve gri / beyaz kireçtaşı, kumtaşı, çamurtaşı ve şist çakıllarından oluşmaktadır. Çalışma alanında istifsel olarak en

üst tektonik dilimi oluşturan Hadim Napı (Aladağ Birliği, Özgül 1997) kırılğan deformasyon özellikleri gösteren, Eosen sonrası bir bindirme fayıyla Anamur Formasyonunu üzerlemektedir.

JEOLJİ

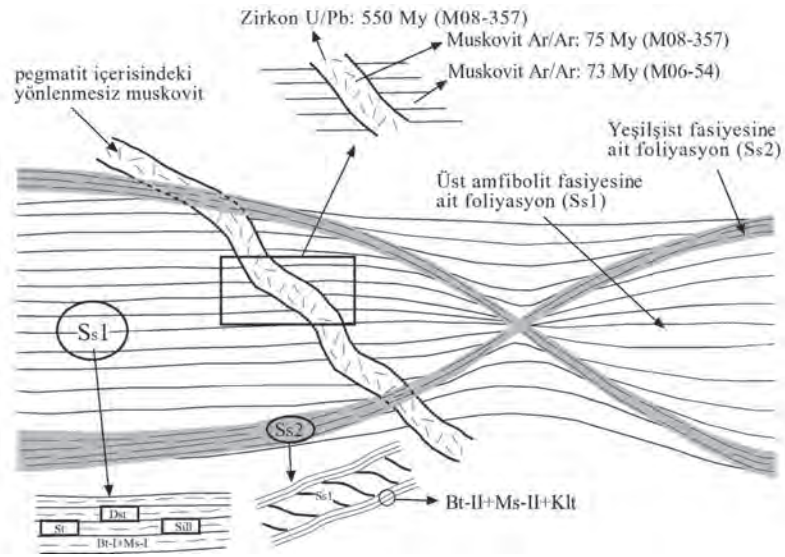
Sarıağaç Birimi

Üst amfibolit fasiyesi koşullarında Barrov tipi metamorfizmaya uğramış olan Sarıağaç Birimi Prekambriyen yaşlı yüksek dereceli şistler ve onlar içerisine sokulmuş asidik - bazik meta-magmatik kayalardan oluşmaktadır. Birim bölgede Sarıağaç ve Narince köyleri arasında yaklaşık 10 km'lik bir hat boyunca KB-GD yönlü uzanım göstermektedir. Biyotit ve muskovit bakımından zengin, iri kristalli şistler kuvvetli foliyasyona sahip olup 3-5 mm'ye ulaşan granat porfiroblastları içermektedir (Şekil 2a). Disten, sillimanit ve stavrolit ise mikroskobik boyutlardadır. Şistler mineral içeriklerine göre sillimanit-disten-granat şist, disten- stavrolit-granat şist, disten-granat-biyotit şist, granat-muskovit şist ve granat-biyotit şist olmak üzere beş farklı bileşim sunmaktadır.

Şistler, metamorfizmaya uğramış ortaç - bazik bileşimli damar kayaları ve aplit - pegmatitler tarafından yoğun olarak kesilmektedir (Şekil 2b-c). Ayrışma yüzeylerinde plajiyoklaz ve hornblendin kolaylıkla tanımbildiği, yeşil - koyu yeşil renklerde, iri ve orta taneli olarak gözlenen ortaç - bazik bileşimli damar kayaları kuvars diyorit ve gabro bileşimi sunmaktadır (Şekil 2d). Damar karakterli bu kayalar 6x1 m boyutlarına ulaşabilmektedir. Makaslama zonlarından kurtulmuş, düşük deformasyonlu alanlarda ilksel magmatige ait kalıntı holokristalen hipidiomorf doku gözlenmektedir. Bu bazik kayalar makaslama zonları boyunca kuvvetli foliyasyon gösteren amfibolitlere dönüşmüşlerdir. Amfibolitler arazide zor seçilen ufak granat kristalleri içermektedir. Asidik bileşimli magmatikler, aplit - pegmatit bileşimli olup 3x1 metre boyutlarında damar

kayaçları niteliğindedir. Arazide bu damarların çevre kayaçlarını oluşturan yüksek dereceli şistlerin bölgesel foliyasyonunu keser durumda olduğu net olarak gözlenmektedir (Şekil 3). Bazı kesimlerde ise üzerleyen Alpin metamorfizması sonucu damarların kıvrımlandığı ve şistoziteye paralel veya kısmen paralel hale geldikleri görülmektedir (Şekil 2c).

Emirgazi Formasyonu Ormancık, Sariağaç, Karalarbahşiş, Asar, Güney ve Narince köyleri arasında kuzeybatı –güneydoğu uzanımlı olarak yer alan formasyon çalışma alanının yaklaşık yarısını kaplamaktadır. Baskın olarak açık yeşil-kirli sarı renkli klorit-albit şistlerden oluşur (Şekil 2e). Bu düşük dereceli şistler, kahverengi ayrışma renkli dolomit (Şekil 2f), mor - beyaz



Şekil 3. Sariağaç birimi içerisinde gözlenen S_{s1} ve S_{s2} foliyasyonları. Üst amfibolit fasiyesi koşullarında gelişmiş olan S_{s1} foliyasyonu sırasıyla pegmatit damarı ve S_{s2} foliyasyonu (yeşilşist fasiyesi) tarafından kesilmekte (şematik). Dst: disten, St: staurolit, Sill: sillimanit, Bt: biyotit, Ms: muskovit, Klt: klorit.

Figure 3. S_{s1} and S_{s2} foliations observed in the Sariağaç unit. The S_{s1} foliation developed in the upper amphibolite facies is cut by the pegmatite vein and S_{s2} foliation (greenschist facies), respectively (schematic). Dst: kyanite, St: staurolite, Sill: sillimanite, Bt: biotite, Ms: muscovite, Klt: chlorite.

Kapıdağ Napı

Sünümlü koşullarda gelişmiş tektonik bir dokanakla Sariağaç Birimi'ni üzerleyen Kapıdağ nap'ı alttan üste doğru, düzenli ve kesiksiz bir istifi tanımlayan, iç ekaylanmalı Emirgazi (Kozlu 1990; Özgül ve Kozlu 1992), Hüdai (Dean ve Özgül, 1994), Çaltepe (Dean ve Monod, 1970; Özgül ve Gedik, 1973; Monod 1977) ve Seydişehir Formasyonlarından (Dean ve Monod, 1970; Monod 1977) oluşmaktadır.

muskovit-kuvars şist ve koyu gri mermer mercek ve düzeyleri içermektedir. Yaygın budinli bir yapı gösteren kahverengi dolomitler kuvarsitle ardalanan, kalınlıkları 1-40 m arasında değişen düzeyler şeklinde bulunmaktadır. Arazide belirgin morfolojiler oluşturan muskovit-kuvars şistler mor - beyaz renkli, homojen kayalar olup kalınlığı 60 metreye kadar ulaşan düzeyler oluşturur. Kuvarsarenitik kumtaşlarından türemiş bu şistler içerisinde, ilksel killi düzeylere karşılık gelen, birkaç milimetre kalınlığında beyaz mikaca zengin düzeyler gözlenmektedir.

Emirgazi Formasyonu kalınlığı 130 metreye varan, homojen bir içyapıya sahip muskovit-kuvars şistlerden oluşan Hüdai Formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Dokanak çoğu yerde örtülüdür. Gerek bölgesel ölçekte gerekse dokanak boyunca iki birim geçirdikleri ortak metamorfizma nedeniyle birbirlerine paralel foliyasyon kazanmışlardır. Bu metamorfizma nedeniyle olası bir ilksel uyumsuzluğu tanımlayabilecek sedimantolojik veriler tümüyle silinmiştir. Karaağaçlıpınar Mevkiinde ise bu iki birim arasındaki dokanak faylıdır (Şekil 1b). Yanal yönde yaklaşık 1.5 km uzanım gösteren, düşey atımlı fay kırılğan deformasyon özellikleri göstermektedir (Şekil 1b). Hüdai Formasyonuna ait muskovit-kuvars şistlerde, ilksel kuvars-arenitlere ait metamorfizmadan korunmuş çapraz katmanlanma ve laminalanma yapıları gözlenebilmektedir. Özellikle Kesme Tepenin güney etekleri boyunca çapraz katmanlanma gösteren meta-kuvars kumtaşları yaygın olarak bulunmaktadır.

Hüdai Formasyonu uyumlu olarak bir karbonat kaya düzeyi ile üzerlenir. Çaltepe Formasyonu olarak adlandırılan bu karbonat kayalar, tabanda görünür kalınlığı yaklaşık 150 m olan koyu gri renkli dolomitlerle başlamaktadır. Dolomitlerin tabanında yaklaşık 10-15 metre kalınlığında çört bant ve nodüllü bir düzey yer alır (Şekil 2g). Görünür kalınlığı yaklaşık 110 m olan, alt düzeyleri masif görünümlü, üst düzeyleri laminalanma gösteren beyaz renkli mermerler, gri dolomiti uyumlu olarak üzerlemektedir. İri kalsit kristalli bu mermer içerisinde yanal ve düşey yönde yamalar şeklinde dolomitleşmeler gözlenir. Laminalı beyaz mermerler yaklaşık 10-12 m kalınlığındaki kılavuz düzey niteliğinde olan pembe renkli, kil arakatlı yumru mermerler tarafından üzerlenir. Yumru mermerler, pembe renkli karbonat yumruları (Şekil 2h) ve bu yumruları saran, ilksel maddesi karbonat-kil olan mikaşist-kalkşist arakatlılarından oluşmaktadır. Şiddetli sünümlü deformasyon nedeniyle yumrulara

şiddetli uzamalar ve difüzif sınırlar gelişmiştir. Kırmızı yumru mermerler dereceli bir şekilde alt kesimleri kırmızı yumru mercek arakatlı olan klorit fillit, klorit-albit fillit den oluşan homojen bir iç yapıya sahip Seydişehir Formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Seydişehir Formasyonu ait fillitler içerisinde ilk 40 metrede kalınlıkları 0.5 – 2.5 m arasında değişen 5 düzey halinde pembe yumru mermerler bulunmaktadır. Son pembe yumru mermer düzeyinin üzerinde masif fillitler yer almaktadır.

PETROGRAFI VE MİNERAL KİMYASI

Sarıağaç Birimi

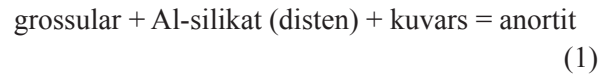
Sarıağaç birimi Alanya Masifi'nde üst amfibolit koşulları altında gelişmiş yüksek sıcaklık metamorfizmasının gözlemlendiği tek birimdir. Sarıağaç birimi mika şist ve bunun içine sokulmuş asid – ortaç – bazik karakterli damar kayalarından oluşmaktadır. Bu kayalara ait petrografik özellikler aşağıda verilmektedir.

Sarıağaç birimine ait şistlerde S_s1 ve S_s2 olarak adlandırılan 2 foliyasyon mevcuttur (Şekil 3). M1 metamorfizması ile ilişkili olan S_s1 foliyasyonu sillimanit stavrolit, disten, granat ve biyotit-I (\pm muskovit-I) minerallerinin birkaçı veya tümü ile temsil edilir. M2 metamorfizmasının ürünü olan S_s2 foliyasyonu ise klorit, biyotit-II ve muskovit-II mineralleri ile tanımlanır. Arazide gözlenen baskın foliyasyon S_s2 foliyasyonu tarafından oblik olarak kesilen S_s1 foliyasyonudur.

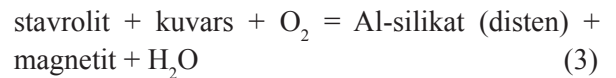
Sarıağaç birimi içerisinde toplam kaya kimyası kontrollu, beş farklı mineral topluluğuna sahip parajenez ayırt edilmiştir. Bunlardan en önemlilerden birini '*disten + biyotit-I + granat + plajiyoklaz + kuvars + muskovit-I + biyotit-II + muskovit-II + klorit + opak mineral*' genel mineral bileşimine sahip olan disten-granat-biyotit şistler oluşturur (Çizelge 1, M09-65/1) Akine Köyü'nün kuzey batısında ve Sarıağaç Köyü'nün güneydoğusunda yaygın olarak gözlenir. S-C

yapılarının belirgin olarak gözleendiği örnekte S yapıları S_{s1} ile C ise S_{s2} ile temsil edilir (Şekil 4a-b). S_{s1} foliyasyonu içerisinde, boyları 500 mikronu geçmeyen ve yarı özşekilli olarak gözlenen granat kristalleri kuvars, plajiyoklaz ve muskovit kapanımlıdır. Çekirdekten kenara doğru pirob (X_{Prp}) ve almandin (X_{Alm}) içeriği bakımından artış buna karşın spessartin (X_{Sps}) bakımından azalma gösteren granatlar tek aşamalı büyüme zonlanması gösterirler (Şekil 5a). Almandince zengin olan granatların çekirdekten kenara doğru uç üye bileşim değişimi Alm₍₅₉₋₆₅₎ Grs₍₂₆₋₂₁₎ Prp₍₉₋₁₄₎ Sps₍₄₋₁₎ şeklindedir (Şekil 5c). Grossular (X_{Grs}) değeri çekirdekten (0.26) kenara (0.21) doğru azalma eğilimi gösterir. Buna karşın plajiyoklazların anortit içerikleri çekirdekten (0.29) kenara (0.36) doğru artış göstermektedir. Biotit ve muskovit kapanımları içeren plajiyoklazlar S_{s1} foliyasyon alanı içerisinde dengededir. Kayaç içerisinde gözlenen baskın mika türü biyotittir. Flogopit (X_{Mg}=0.57-0.60) (Şekil 5d) uç üyesi bakımından zengin olan biyotit-I'in Al^(VI) ve %Ti değerleri 0.70 - 1.05 ve 1.45 - 2.26 arasındadır. Biotit-I ile dokusal olarak birlikte ve dengede bulunan muskovit-I kristalleri (Si^(IV)= 3.05 - 3.07) S_{s1} foliyasyonunu tanımlayan minerallerden biridir. Boyları 100-350 mikron arasında değişen çubuksu disten kristalleri doku içerisinde dengededir. Distenlerin %Al₂O₃ miktarı 62.73 ile 62.96 arasındadır. Disten-stavrolit-granat şistler '*stavrolit + disten + granat + biyotit-I + biyotit-II + kuvars + plajiyoklaz + klorit + opak mineral*' den oluşan genel mineral bileşimine sahiptir (Çizelge 1; M06-50). Ormancık köyünün güney doğusunda ve Sarıağaç köyünün kuzey batısında yaygın olarak gözlenir. Disten, stavrolit ve biyotit-I mineralleri S_{s1} olarak tanımlanan ana foliyasyona paralel uzanırlar ve küçük biyotit-II kristalleri ile tanımlanan S_{s2} foliyasyonu tarafından kesilir (Şekil 4c-d). Granatlar genellikle özşekilsiz ve boyları 500 mikrondan küçüktür. Alm₍₅₉₋₇₁₎ Grs₍₁₄₋₂₇₎ Prp₍₄₋₁₃₎ Sps₍₂₋₁₀₎ bileşim aralığına sahip olan granatlar almandince zengindir (Şekil

5b-c) (Çizelge 1). Çekirdekten kenara doğru X_{Sps} miktarındaki azalış buna karşın X_{Alm} ve X_{Prp} miktarındaki kesintisiz artış söz konusu granatların tek aşamalı büyüme zonlanması ürünü olduğunu göstermektedir (Şekil 5b). Granatın X_{Alm} ve X_{Grs} uç üyeleri çekirdekten kenara doğru ters ilişkili davranış gösterir. X_{Grs} miktarındaki azalış sıcaklık fonksiyonunda basınç düşmesiyle ilişkilidir. Granatın kristal yapısına giremeyen Ca, büyük olasılıkla Ca bakımından daha zengin plajiyoklaz olarak kristalleşmiştir (Tuccillo ve diğ. 1990). Bu durum örneklerdeki Na'ca zengin çekirdek (An₀₄) ve Ca bakımından zengin kenar (An₄₄) kesimine sahip zonlu plajiyoklazların varlığı ile desteklenir (Şekil 4e) (Çizelge 1). Anortit bakımından zengin plajiyoklazın gelişimi



reaksiyonu ile gerçekleşir. Grossuların reaksiyonun (1) yüksek basınç tarafında kalmasından dolayı, granat büyümesiyle birlikte grossular içeriğindeki azalış basınç düşmesini tanımlamaktadır (Tuccillo ve diğ. 1990). M06-50 nolu örnekte dokusal ilişkiler distenin kısmen stavrolitle yer değiştirdiğini göstermektedir (Şekil 4f-g). Oldukça dar sıcaklık - basınç aralığında gerçekleşen bu yer değiştirmede yeni bir foliyasyonun gelişmemiş olması bu replasmanın statik koşullar altında gerçekleştiğini göstermektedir. Distenin duraylılığını kaybedip yerini stavrolite bırakması



reaksiyonları (Hoschek 1969) tarafından gerçekleştirildiği gibi orta ve yüksek basınçlarda doğrudan '*stavrolit + Si + Ti + O = Al-silikat (disten) + hersinit + ilmenit + Al + Fe + Mg + Mn + Zn + OH*' dönüşümü şeklinde de meydana gelebilmektedir (Fox 1975). M06-50 nolu örneğe ait distenlerin %Al₂O₃ miktarı

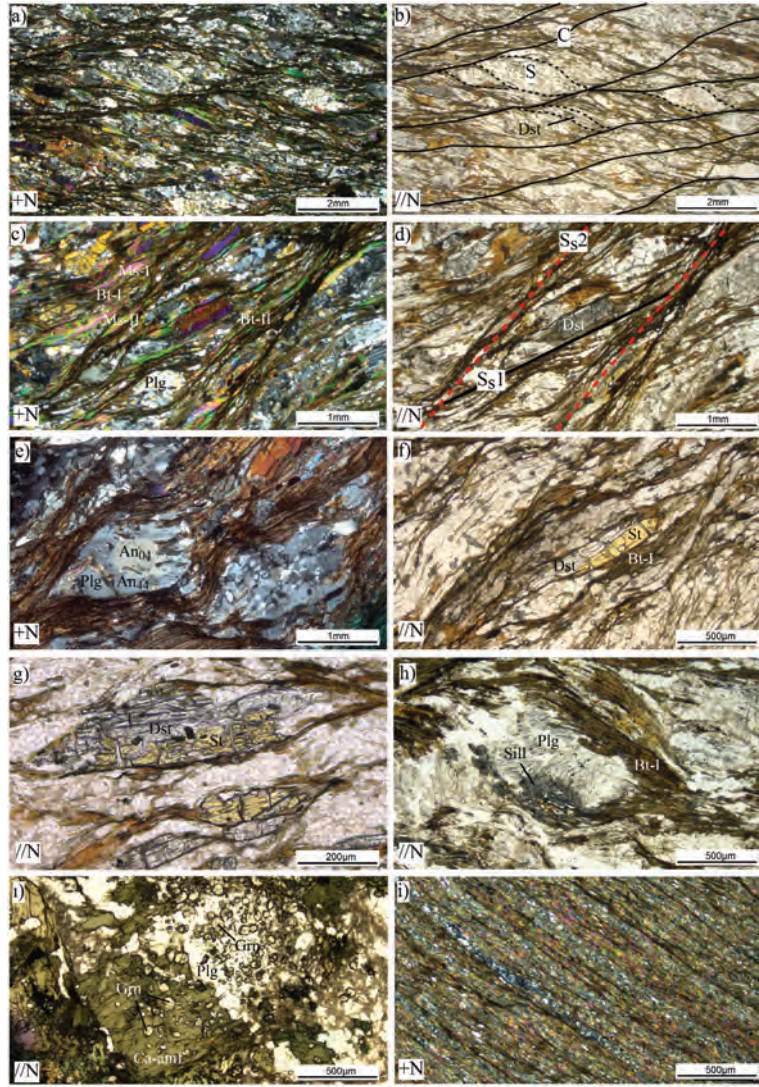
(59.18 - 59.22) stavrolit içermiyen M09-65/1 nolu örneğe göre daha azdır. %51.15 - 54.31 oranında Al_2O_3 içeriğine sahip olan stavrolitlerin X_{Mg} (=Mg/Fe+Mg) oranı 0.18 - 0.21 arasındadır. Plajiyoklazdan sonra bolluk olarak ikinci sırada yer alan biyotit-I'in annit uç üyesi, ortalama $Al^{(VI)}$ miktarı ve maksimum X_{Mg} değeri sırasıyla 48-50, 0.88 ve 0.52 dir (Şekil 5d). Biyotit-I ile biyotit-II arasında kristal boyutu farkı haricinde en büyük fark Ti içeriklerindedir. Biyotit-I %1.71 - 2.23 TiO_2 içeriğine sahipken biyotit-II de bu miktar %0.46 - 0.93 aralığındadır. S_{S2} foliyasyon alanlarında gözlenen kloritler Mg-Fe klorit türü olan ripidolit ve pycnoklorit bileşimindedir.

Genel mineral bileşimi '*sillimanit + disten + granat + biyotit-I + biyotit-II + plajiyoklaz + kuvars + klorit + opak mineral*'den oluşan sillimanit-disten-granat şistler (Çizelge 1; M08-376/2) Akine Köyü'nün kuzeybatısında ve Kulak mahallesinin batısında yer alır. Oldukça nadir olarak gözlenen sillimanitlerin kayaç içerisindeki bolluk oranı %1'in altındadır. Biyotit / feldispat dokanağında, feldispatın içine doğru büyümüş iğnemsî küçük kristaller şeklinde gözlenirler (Şekil 4h). '*sillimanit + disten + granat + biyotit-I + plajiyoklaz + kuvars*' dan oluşan mineral topluluğu S_{S1} foliyasyonu ile tanımlanan alan üzerinde kristalleşmiştir. Kayaç içerisinde sillimanit olmasına karşın disten tane sınırları keskindir. Bu durum kayacın disten-sillimanit polimorfik dönüşüm sınırına yakın veya üzerinde bir yerde metamorfizmaya uğramış olabileceğini göstermektedir. Doku içerisine dağılmış çubuksu kristaller şeklinde görülen distenler yarı özşekillidir. Biyotit-I, plajiyoklaz ve kuvars kapanımları içeren granatların boyları genellikle 500 mikronu geçmemektedir. Klorit ve biyotit-II mineralleri ile temsil edilen S_{S2} foliyasyon alanlarında biyotit-I'in klorite dönüşümü ve granatların çatlak ve kenarları boyunca kloritleşme gösterdiği gözlenmektedir.

Sarıağaç birimi içerisindeki en yaygın litoloji granat-biyotit şistlerdir. Bunların genel

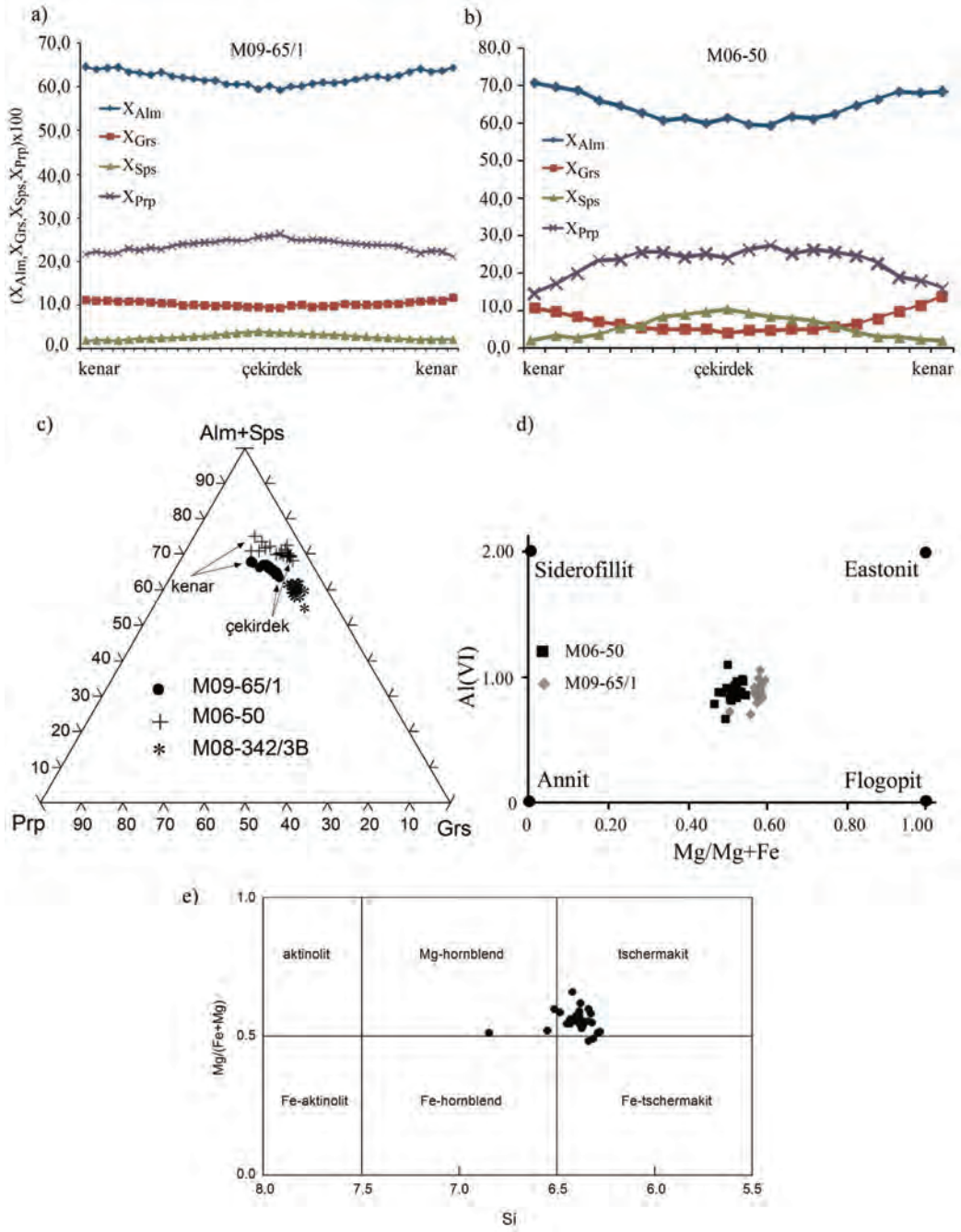
mineral bileşimi '*granat + biyotit-I + biyotit-II + plajiyoklaz + kuvars + muskovit-I + muskovit-II + klorit + opak mineral*'den oluşur (Çizelge 1, M08-345/6). S_{S1} foliyasyonu oblik kesen makaslama bantlarında (S_{S2}) biyotitler (biyotit-I) klorite dönüşüm gösterir. Granatlarda basınç gölge alanlarının bulunmayışı bunların biyotit-I foliyasyonu (S_{S1}) ile eş yaşlı veya sonrasında oluştuğunu göstermektedir.

Granat-muskovit şist olarak adlandırılan M06-54 nolu örnekte '*granat + muskovit-I + muskovit-II + albit + kuvars + klorit + epidot + rutil + opak mineral*' den oluşan mineral bileşimi ayırt edilmiştir (Çizelge 1). Bu örneği diğer örneklerden ayıran en büyük özellik *muskovit-I*'in (fengit) yüksek Si ($Si^{4+}=3.41-3.50$) içeriği ve kayaçta stavrolit ve biyotit'in mevcut olmamasıdır. Bu durum büyük olasılıkla kayacın toplam kayaç kimyası ile ilişkilidir (Çizelge 2). Disten-stavrolit-granat şist (M06-50) ve disten-granat-biyotit şist (M09-65/1) örneklerinde toplam kayaç kimyası içerisindeki XFe miktarı granat-muskovit şist'e (M05-54) göre daha düşüktür. Demir bakımından zengin ($X_{Fe}=0.74$) toplam kayaç kimyasına sahip olan pelitik kökenli kayaçlarda stavrolit duraylılığını yitirmesiyle granat ve muskovitten oluşan bir topluluğa dönüşmektedir (Mc Lellan 1985). Stavrolitin mineral formülünde yer alan yüksek miktardaki alüminyum disten yerine yüksek Si içerikli beyaz mikayı tercih etmektedir. Bu nedenle disten kristalleşmesi gerçekleşmemektedir (Mc Lellan 1985). Ayrıca kayacın yüksek Fe içeriğinden dolayı biyotit kristalleşmesi meydana gelmediğinden ortamda bulunan titanyum rutil olarak kristalleşmektedir (Meinhold 2010). S_{S1} foliyasyonunu tanımlayan muskovit-I kristallerinin boyu 300 mikrona kadar ulaşmaktadır. Boyları 120 mikrona kadar olan düşük Si içerikli ($Si^{4+}=3.06-3.12$) muskovit-II S_{S2} foliyasyonunun etki alanında mevcuttur. Bu örnekten yapılan beyaz mika Ar-Ar yaş tayininden 73.72 ± 0.8 my'lık plato yaşı elde edilmiştir (Şekil 8a).



Şekil 4. a-b)Sarıağaç birimi içerisinde yer alan disten-granat-biyotit şist’de gözlenen S-C yapılarının haç ve paralel nikol görüntüleri. S ve C yapıları sırasıyla S_{s1} ve S_{s2} foliyasyonunu temsil etmektedir, c-d) Disten-stavrolit-granat şist’de S_{s1} foliyasyonuna paralel büyümüş disten, muskovit-I ve biyotit-II kristallerini kesen S_{s2} foliyasyonuna ait haç ve paralel nikol görüntüleri, e) plajiyoklaz kristallerinde gözlenen kimyasal zonlanma, f-g) Distenin stavrolit tarafından kısmi yer değişimi, h) feldspatın içine doğru büyüme gösteren yüksek rölyefli sillimanit kristalleri, i) plajiyoklaz ve Ca-amfibol içerisinde gözlenen özşekilli granat kristalleri, j) Emirgazi Formasyonu içerisinde yer alan muskovit-klorit şistlere ait genel doku görüntüsü. Dst: disten, St: stavrolit, Sill: sillimanit, Bt: biyotit, Ms: muskovit, Klt: klorit, Plg: plajiyoklaz, An: anortit, Grn: granat, Ca-amf: kalsiyum amfibol

Figure 4. a-b) +N and //N images of S-C structures observed in the kyanite - garnet-biotite schist located in the Sarıağaç unit. S and C represent the foliation S_{s1} and S_{s2} respectively c-d) +N and //N images of S_{s2} foliation which cuts the kyanite, muscovite-I and biotite-II crystals parallel to S_{s1} foliation in kyanite-staurolite-garnet schist, e) chemical zonation in plagioclase crystals, f-g) partial replacement of kyanite by staurolite, h) sillimanite crystals with high relief showing growth into feldspar, i) euhedral garnet crystals observed in plagioclase and Ca-amphibole crystals, j) general texture of muscovite-chlorite schists in Emirgazi Formation. Dst: kyanite, St: staurolite, Sill: sillimanite, Bt: biotite, Ms: muscovite, Clt: chloride, Plg: plagioclase, An: anorthite, Grn: garnet, Ca-amf: calcium amphibole



Şekil 5. Tek aşamalı büyüme zonlanması ve çekirdekten kenara doğru X_{Grs} miktarında azalma gösteren (a-c) disten-granat-biyotit şist (M09-65/1) ve (b-c) disten-stavrolit-granat şist (M06-50), d) M09-65/1 ve M06-50 nolu örneklerde biyotit-I bileşimi, e) M08-342/3B nolu örnekte yer alan Tschermakit bileşimli Ca-amfiboller. Diyagram Leake et al. (1997) den alınmıştır.

Figure 5. (a-c) kyanite-garnet-biotite schist (M09-65/1) and (b-c) kyanite-staurolite-garnet schist (M06-50) show single-stage growth zonation and decreasing from core to rim in X_{Grs} . d) biotite-I composition belonging to M09-65/1 and M06-50, e) Ca-amphiboles in Tschermakite composition belonging to M08-342/3B. Diagram has been taken from Leake et al. (1997).

Damar kayaçları metagabro, meta-diyorit, meta-kuvars diyorit, meta-aplit ve pegmatitlerden oluşmaktadır. Meta-kuvars diyoritler '*Ca-amfibol + plajiyoklaz + kuvars + granat + klorit + epidot + opak mineral*' den oluşan genel mineral bileşimine sahiptir (Çizelge 1, M08-342/3B). Masif yapılu bu kayaçlarda statik yeniden kristallenme nedeniyle belirgin yönlenme mevcut değildir. Ancak ilksel magmatik dokuya ait özellikler büyük oranda silinmiştir. Kayaç içerisinde % 40 dan fazla bir orana sahip plajiyoklazlarda (An_{21-25}) serizitleşme yaygındır. Bunun sonucu olarak plajiyoklazlar kenardan çekirdeğe doğru ve çatlaklar boyunca bulutsu bir görünüm kazanmıştır. Boyları 2-3 mm kadar ulaşabilen Ca-amfibol porfiroblastları kuvars ve granat kapanımları içermektedir. Ca-amfiboller baskın olarak düşük Si içerikli amfibol olan Tschermakit bileşimine sahiptir (Şekil 5e). Plajiyoklaz ve Ca-amfibol içerisinde boyları 200 mikronu geçmeyen, çok sayıda, özşekilli granat kapanımları yer alır (Şekil 41). Granat uç üyelerinin bileşim aralığı $Alm_{(53-61)} Grs_{(22-34)} Prp_{(9-14)} Sps_{(1-3)}$ dir. Plajiyoklazdan itibaren gelişmiş serizit alanları üzerinde kristalleşmiş olan epidotların X_{ps} ($=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al-2)$) miktarı 0.61 – 0.75 arasındadır. M08-342-3B nolu örnekte geri dönüşüm plajiyoklazın serizite ve epidota, Ca-amfibölün klorite ve granat'ın Ca-amfiböle dönüşümüyle temsil edilir. Ca-amfibölün kristal sınırları içerisinde büyümüş olan granatlar kenardan çekirdeğe doğru Ca-amfibol ile kısmen veya tamamen yer değiştirmiştir. Granat ile yer değiştiren amfibolle porfiroblastik amfibölün kimyası tümüyle aynıdır. Ca-amfiboller Tschermakit bileşimli olup brunsvigit türü kloritle yer değiştirmektedir.

Meta-gabroların genel mineral bileşimleri '*Ca-amfibol ± granat + plajiyoklaz + epidot + klorit + sfen + serizit + opak mineral*' olarak saptanmıştır (Çizelge 1, M08-341/1). Nematoblastik doku içinde homojen bir dağılım sunan granatlar yarı özşekillidir ve boyları 100-300 mikron arasındadır. Granatlar epidot ve zoisit, magmatik piroksen ise tümüyle hornblend

tarafından replase edilmiştir. Kayacın sosuritleşme derecesine bağlı olarak plajiyoklazların kenarları, ikiz lamelleri ve kırıkları boyunca kısmen veya tamamen serizite dönüşüm gözlenir. Meta-gabrolarda kaya içerisinde saçılmış epidotların yanı sıra damar karakterinde epidotlar da gözlenir. Epidot damarları üzerine dik olarak büyümüş ince ve çubuksu Ca-amfiboller mevcuttur.

Meta-gabrolara oranla plajiyoklazca daha zengin olan meta-diyoritler '*Ca-amfibol + granat + plajiyoklaz + sfen + klorit + epidot + serizit + kuvars + opak mineral*' bileşimine sahiptir (Çizelge 1, M08-342/3A). Meta-gabrolarla benzer dokusal ve mineralojik özelliklere sahiptir.

Pegmatitler (M08-341/5) '*plajiyoklaz + kuvars + muskovit-II + epidot*', Meta-aplitler (M08-357) ise '*plajiyoklaz + kuvars + opak mineral*' den oluşan mineral bileşimine sahiptirler (Çizelge 1). Plajiyoklaz ve kuvarsın baskın olduğu bu kayaçlarda plajiyoklazlar serizitleşmeden etkilenmişlerdir. Bu nedenle kirli görünüme sahip olan bu plajiyoklazların üstünde, dilinime paralel büyümüş küçük serizit kristalleri gözlenir. Ayrıca plajiyoklazlar kenardan çekirdeğe doğru çubuksu küçük epidot kristallerine dönüşmüştür.

Kapıdağ Napı

Kapıdağ napına ait şistlerde S_K1 olarak adlandırılan foliyasyon mevcuttur. Klorit, muskovit ve \pm biyotit mineralleri ile temsil edilen S_K1 foliyasyonu, Sarıağaç birimini de etkilemiş olan Barrov tipi metamorfizmaya ait foliyasyonu tanımlayan S_C2 foliyasyonunun eşleniğidir.

Barrov tipi, düşük yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğramış olan Emirgazi, Hüdai, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarına ait şistlerin petrografik özellikler aşağıda verilmektedir.

Emirgazi Formasyonu 'nda baskın litolojiyi oluşturan muskovit-klorit şistlerin genel mineral bileşimi '*klorit + muskovit ± albit ± biyotit + kuvars*

+ *opak mineral*' den oluşur (Şekil 4i) (Çizelge 1, M06-46). Lepidoblastik doku özellikleri gösteren bu kayaçlarda, S_k1 foliyasyonu klorit ve muskovit minerallerinin yönelimleriyle tanımlanmaktadır. Kayacı oluşturan kristallerin tane boyutu 100 mikronun altındadır.

Hüdaı Formasyonuna ait meta-kuvarsitlerin genel mineral bileşimi '*kuvars + plajiyoklaz + muskovit + opak mineral*' olarak belirlenmiştir (Çizelge 1, M09-52/2). Granoblastik dokunun hakim olduğu kayaçta, dalgalı sönme ve alt tane sınır oluşumları gösteren kuvarlar modal bileşimin %95'ini oluşturur. Buna karşın muskovitin çok az olması ve bu mineralin doku içerisinde homojen dağılımı nedeniyle belirgin bir foliyasyon gelişmemiştir. Opak minerallerin modal oranı yersel olarak %20'ye kadar çıkabilmektedir.

Çaltepe Formasyonuna ait kırmızı yumrulu mermerlerin genel mineral bileşimi '*kalsit + albit + muskovit + klorit + kuvars + opak mineral*' den oluşur (Çizelge 1, M09-108/1). Bu kayaçlarda çakıllar, granoblastik dokulu saf kalsitten oluşmaktadır. Yumruları saran, kilce zengin düzeylerden türeme ara madde ise yine kalsitçe baskın olmasına karşın muskovit, klorit ve kuvars kristallerince zengindir.

Seydişehir Formasyonunu '*klorit + albit + muskovit + kuvars + opak mineral*' den oluşan albit-klorit şistlerle tanımlanmaktadır (Çizelge 1, M09-108/2). Baskın olarak klorit ve albitten oluşan kayaçta albitler kenarlarından itibaren klorite dönüşmüşlerdir.

BASINÇ – SICAKLIK KOŞULLARI

Asidik bileşimli damar kayaçları tarafından kesilen *Sarıağaç birimi* yüksek dereceli şist ve amfibolitik metadiyorit kütlelerinden oluşmaktadır. Metabazik ve şistlerde etkilenmiş oldukları çoklu metamorfizma (M_s1 ve üzerleyen M_s2) ve deformasyon nedeniyle S_s1 ve S_s2 olarak tanımlanan iki foliyasyon gelişmiştir. Buna

karşın aplit ve pegmatit türü asidik magmatik kayaçlarda tek evreli (M_s2) metamorfik tariheciyi gösterecek şekilde sadece S_s2 foliyasyonu gözlenmektedir. *Sarıağaç Biriminin* çok evreli metamorfik geçmişinin basınç-sıcaklık koşullarına bir yaklaşımda bulunmak amacıyla uygun mineral topluluklarına sahip örneklerle, mineral bileşimlerine dayalı geleneksel jeotermobarometrik yöntemler uygulanmıştır. Geleneksel jeotermobarometrik hesaplama yöntemlerinde kullanılan mineral analizleri Çizelge 3'de verilmektedir. Ayrıca iki şist örneğine (M06-50; M09-65/1) M_s1 metamorfizmasının koşullarını belirlemek amacıyla 'toplam kaya kimyası – mineral topluluğu' ilişkisine dayalı Theriak- Domino (yazılım yöntemi) yöntemi uygulanmıştır.

Kapıdağ napından yapılan dokusal analizlerde bu topluluğun tek evreli deformasyon geçmişini tanımlayan foliyasyona (M_s1 metamorfizması ile ilişkili S_s1 foliyasyonu) sahip olduğu saptanmıştır. Bu kaya topluluğundan toplam kaya kimyası ve mikropirob analizleri gerçekleştirilmemiştir. Bu kayaç topluluğunun metamorfizma derecesi sahip olduğu indeks minerallerin ortaya çıkış/kayboluş koşullarına dayalı olarak tahmin edilmiştir.

Sarıağaç Birimi

Geleneksel yöntem

M_s1 metamorfizmasının sıcaklık ve basınç koşullarının belirlenmesi amacıyla disten-stavrolit şist (M06-50) ve meta-kuvarsdiyorit (M08-342/3B) örneklerine minerallerin bileşimlerine dayalı jeotermobarometrik kalibrasyon formülleri uygulanmıştır (Çizelge 4). Şist örneğindeki (M06-50) granat-biyotit çiftlerine ait Fe-Mg değişim reaksiyonlarına dayalı jeotermometreler (Spear 1993; Kleemann ve Reinhardt 1994; Holdaway 2000) olması gereken sıcaklıktan 60 ile 200°C daha düşük sıcaklık değerleri vermiştir. Biyotite stavrolitin eşlik ediyor olması

göz önüne alındığında bu sıcaklık tahminlerinin gerçeği yansıtamayacağı açıktır. Buna karşın Perchuk (2004) tarafından önerilen granat-stavrolit jeotermometresi yazılımsal metod ve petrografik gözlemlerle uyumlu olacak şekilde granat (çekirdek) –stavrolit (kenar) ve granat (kenar) –stavrolit (kenar) çiftleri için sırasıyla

632 - 684°C aralığında değişen sıcaklık değerleri vermektedir (Çizelge 4). Aynı örnekteki granat – plajiyoklaz – aluminosilikat (disten) - kuvars (GPAK) jeobarometresinden, öngörülen 650°C sıcaklık değerine karşılık olarak 7,2 – 7.6 kbar arasında değişen basınç değerleri elde edilmiştir (Çizelge 4).

Çizelge 1. Sariağaç birimi ve Kapıdağ napında yer alan kayaçlara ait mineral topluluğu (Min: Mineral; Örn: Örnek no).

Table 1. The mineral assemblage of the samples from Sariağaç unit and Kapıdağ nappe (Min: Mineral; Örn: sample no).

Min./Örn.	M09- 65/1	M06- 50	M06- 54	M08- 376/2	M08- 345/6	M08- 342/3B	M08- 341/1	M08- 341/5	M08- 357	M06- 46	M09- 52/2	M09- 108/1	M09- 108/2
Granat	X	X	X	X	X	X	X						
Disten	X	X		X									
Stavrolit		X											
Sillimanit				X									
Biyotit-I	X	X		X	X								
Biyotit-II	X	X		X	X								
Biyotit (S _k 1)										X			
Muskovit-I	X		X		X								
Muskovit-II	X		X		X			X					
Muskovit (S _k 1)										X	X	X	X
Klorit	X	X	X	X	X	X	X			X		X	X
Ca-amfibol						X	X						
Plajiyoklaz	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Sfen							X						
Rutil			X										
Epidot			X			X	X	X					
Kalsit												X	
Serizit							X	X					
Kuvars	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X
Opak min.	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X	X

Kısaltma: S_k1: Kapıdağ napına ait foliyasyon

Meta-kuarsdiyorit örneğine (M08-342/3B) M_s1 metamorfizmasının basınç-sıcaklık tahminleri için granat-amfibol arasında Fe-Mg değişimine dayanan jeotermometre (Graham ve Powel 1984; Krogh Ravna 2000), granat-amfibol-plajiyoklaz-kuars jeobarometresi (Kohn ve Spear, 1989) ve amfiboldeki Al içeriğine göre kalibre edilmiş jeobarometre yöntemleri uygulanmıştır (Çizelge 4). Graham ve Powel (1984) ve Krogh Ravna (2000) jeotermometrelerinde, ‘granat (kenar) – amfibol (kenar)’ çiftleri, ‘granat (çekirdek) – amfibol (kenar)’ çiftlerine göre daha yüksek sıcaklık (630 - 690°C) ve daha düşük K_D değerleri vermektedir (Çizelge 4). K_D değeri ne kadar 1’e yakınsa o oranda dengeye ulaşılmış demektir. Bu nedenle düşük K_D değerlerine sahip olan granat (kenar) – amfibol (kenar)’ çiftlerinden elde edilen sıcaklık değerlerinin M_s1 metamorfizmasının maksimum sıcaklık koşullarını yansıtmaması beklenir. Kohn ve Spear (1989) jeobarometresinden model1-P(Mg) formülüne göre 650°C sıcaklık öngörüsü için 7.2 ile 8.6 kbar arasında değişen basınç değerleri elde edilmiştir. Sıcaklıktan bağımsız olarak amfibolün toplam Al içeriğine göre kalibre edilmiş olan Hammarstrom ve Zen (1986) ve Schmidt (1992) jeobarometreleri aynı metabazik örneği için sırasıyla 7.6 ± 0.4 kbar ve 8 ± 0.3 kbar basınç değerleri vermiştir (Çizelge 4). Amfiboldeki Al miktarını kullanan bir diğer jeobarometre Anderson ve Smith (1995) dir. Bu kalibrasyonun diğerlerinden farkı, formülde sıcaklık değişkeninin de yer almasıdır. Bu kalibrasyondan, diğer basınç tahminleri ile uyum gösterecek şekilde 8.1 ± 0.4 kbar basınç değeri bulunmuştur.

Çizelge 2. Disten-stavrolit-granat şist (M06-50), disten-granat-biyotit şist (M09-65/1) ve granat-muskovit şist (M06-54) örneklerine ait toplam kaya kimyası analizleri. X_{Fe} (=FeO/FeO+MgO).

Table 2. Bulk rock chemistry analyzes of kyanite-staurolite-garnet schist (M06-50), kyanite-garnet biotite schist (M09-65/1) and garnet-muscovite schist (M06-54). X_{Fe} (= FeO / FeO + MgO).

	MO6-50	M09-65/1	MO6-54
SiO2	60,64	56,74	62,22
TiO2	0,92	0,79	0,84
Al2O3	16,58	19,41	16,44
FeO	7,19	7,22	7,37
MnO	0,09	0,08	0,09
MgO	3,54	3,65	2,56
CaO	1,88	1,42	1,69
Na2O	3,18	2,02	3,13
K2O	2,66	3,76	2,29
K.k	2,97	4,44	2,99
Toplam	99,65	99,52	99,63
XFe	0,67	0,66	0,74

K.k: Kızdırma kaybı

Dokusal analizler, şistlerde M_s2 metamorfizmasının ‘klorit – muskovit – biyotit-II’den oluşan makaslama zonları (S_s2 foliyasyonu) ile tanımlandığını göstermektedir. Bu topluluk, üzerleyen metamorfizmanın yeşilşist fasiyesinde geliştiğini göstermektedir. M_s2 metamorfizmasının sıcaklık tahmini klorit ve biyotit gibi mineralleri kullanan jeotermometre hesaplamalarına dayalı olarak tahmin edilmiştir (Çizelge 4). M06-50 nolu şist örneğinde granatın üzerine büyüyen ve S_s2 foliyasyonunu tanımlanan biyotit-II kristallerine Henry ve diğ. (2005) tarafından önerilen biyotit jeotermometresi uygulanmış ve 440 – 521°C aralığında gruplanan sıcaklık değerleri elde edilmiştir. Bu sıcaklık değerleri kayaç içerisinde serbest rutil ve ilmenitin olmaması nedeniyle minimum sıcaklık değerleri olarak kabul edilmiştir. Benzer şekilde Bourdella ve diğ. (2013)’e ait klorit jeotermometresi ile S_s2 foliyasyonu ile

uyum içerisinde olan kloritlerden yüzeylemenin son aşamalarına karşılık gelebilecek 379 - 411°C sıcaklık değerleri bulunmuştur. M08-342/3B nolu metabazik örneğindeki M_s2 ye ait kloritler Bourdella ve diğ. (2013) jeotermometresine dayalı olarak 319 - 370°C aralığında değişen düşük sıcaklık değerleri vermiştir. M_s2 metamorfizmasının basınç koşullarını ait tek veri M08-342/3B nolu örnekten elde edilmiştir. S_s2 makaslama alanı içerisinde bulunan amfibole Hammarstrom ve Zen (1986), Schmidt (1992) ve Anderson ve Smith (1995) kalibrasyonları uygulanmış ve ortalama 5.1 ± 0.3 kbar basınç değeri bulunmuştur (Çizelge 4).

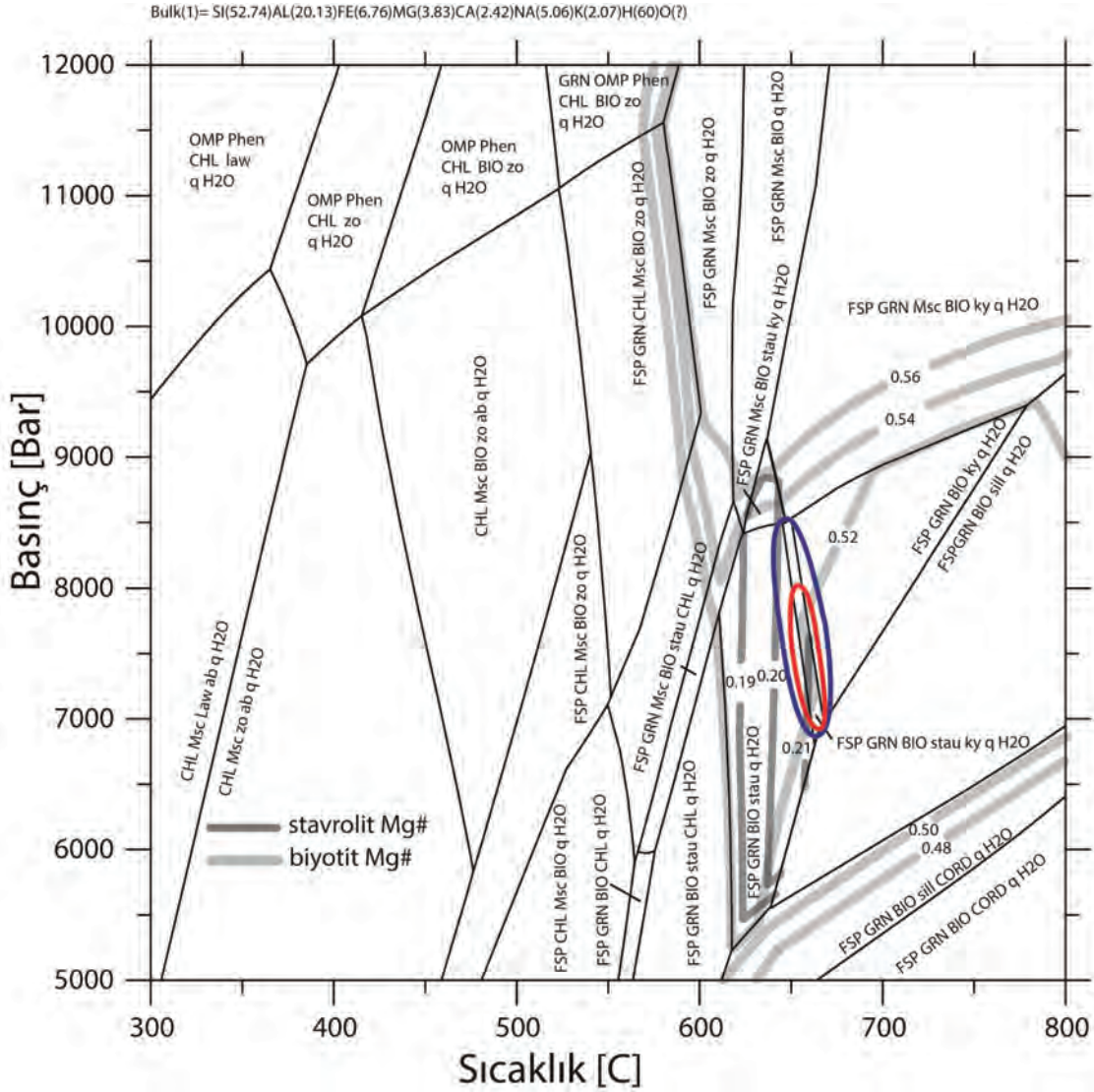
Yazılımsal Metod

Sarıağaç şist biriminin M_s1 metamorfizmasına ait basınç - sıcaklık koşullarının saptanmasında şistler içerisinde gözlenen Barrov türü almandin-amfibolit fasiyesine ait indeks mineraller (stavrolit – disten – sillimanit) belirleyici etkiye sahiptir. Bu minerallerin her birinin kayaç içerisinde birbirinden bağımsız olarak bulunması veya aynı kayaç içerisinde birlikte gözlenmeleri birimin maruz kaldığı metamorfizma şiddetinin belirlenmesinde anahtar rol oynamıştır. Toplam kayaç kimyası dengesine dayanan Theriak-Domino yazılımı (De Capitani ve Brown 1987; De Capitani ve Petrakakis 2010) ile belli basınç ve sıcaklık koşullarında oluşabilecek mineral

veya mineral topluluklarının denge alanlarının belirlenmesi hedeflenmiştir. Bu yöntemle Sarıağaç Biriminin içerisinde yer alan şistlerin (M06-50 ve M09-65/1) mevcut mineral topluluklarına göre basınç - sıcaklık koşulları belirlenmeye çalışılmıştır.

‘Disten + stavrolit + biyotit + granat + plajiyoklaz+klorit+kuvars+opakmin.’ bileşimine sahip M06-50 numaralı örneğe ait parajenez denge diyagramı Şekil 6’ da verilmektedir. Bu örneğe ait S_s1 foliyasyonu ile tanımlanan mineral topluluğu ‘disten + stavrolit + biyotit-I + granat + albit + kuvars’ dan oluşmaktadır. Bu örnekte disten ve stavrolit, her iki mineralin birbirleriyle dengede olduğunu gösterecek şekilde keskin dokanak ilişkisine sahiptir (Şekil 6).

Bu iki mineralin yanı sıra diğer S_s1 foliyasyonu minerallerinin de bir arada dengede olduğu alan Şekil 6’da mavi halka içerisinde gösterilmektedir. Bu alanın stavrolit Mg# (Mg/Mg+Fe) ve biyotit Mg# (Mg/Mg+Fe) eş bileşim eğrileriyle daha daraltılması mümkündür. Bu örnekte stavrolit Mg# (0.19-0.21) değerleri, basınçtan büyük oranda bağımsız olarak sıcaklık artışıyla artma göstermektedir (Şekil 6). Şekil 6 da verilen parajenez denge diyagramında, biyotit’e ait Mg# (0.48-0.56) eş bileşim eğrileri 610°C üzeri sıcaklıklarda Mg# değerinde artış sıcaklık ve basınç artışı birlikteliğinde gözlenir. Bu durum stavrolitle birlikte distenin ortaya çıkışını desteklemektedir.



Şekil 6. M06-50 nolu örneğe ait parajenez denge diyagramı. Kırmızı halka stavrolit ve biyotit Mg# eş bileşim eğrileriyle daraltılmış olan ‘granat (GRN) – biyotit (BIO) – stavrolit (STAU) – disten (KY) – kuvars (q) – H₂O’ parajenezinin denge alanını tanımlamaktadır. Sillimanit: sill; Kordiyerit: CORD; Muskovit: Msc; Klorit: CHL; zoisit: zo; Omfazit: OMP; Fengit: Phen; Lavsonit: law.

Figure 6. Paragenesis equilibrium diagram (pseudosection) for M06-50. The red circle which is limited by staurolite and biotite Mg # isopleths, describes the equilibrium area of the garnet (GRN) - biotite (BIO) - staurolite (STAU) - kyanite (KY) - quartz (q) - H₂O paragenesis. Sillimanite: sill; Cordierite: CORD; Muscovite: MSc; Chloride: CHL; Zoisite: zo; Omphacite: OMP; Fengit: Phen; Lavsonit: law

Çizelge 3. Geleneksel jeotermobarometrik hesaplama yöntemlerinde kullanılan mineral analizleri.
Table 3. Mineral analysis used in conventional geothermobarometric calculation methods.

	M06-50																
	Gm k	Gm k	Gm ç	Gm k	Gm k	St ç	St k	St k	Plg k	Plg k	Bt	Bt	Klt	Klt	Klt		
SiO ₂	38,61	38,57	38,56	38,29	38,86	38,12	28,12	27,56	27,77	63,89	63,98	34,80	36,46	37,69	27,13	27,46	27,83
TiO ₂	0,11	0,08	0,16	0,18	0,07	0,10	0,69	0,69	0,58	0,00	0,00	1,22	0,99	1,21	0,06	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	20,42	20,31	20,14	20,32	20,48	20,69	51,15	51,17	51,72	23,18	23,51	18,36	20,67	19,11	20,51	20,35	20,88
FeO	32,17	31,87	27,65	27,17	31,40	31,78	12,53	12,60	11,92	0,02	0,06	20,88	18,54	17,82	24,95	24,90	23,23
MnO	1,69	1,55	4,63	4,17	1,07	0,88	0,41	0,48	0,46	0,00	0,00	0,10	0,14	0,10	0,34	0,38	0,34
MgO	2,74	2,47	1,04	1,20	2,95	3,46	1,89	1,76	1,66	0,00	0,00	11,51	11,18	11,19	16,00	15,64	16,02
CaO	4,87	6,06	8,39	9,24	5,40	5,62	0,01	0,00	0,00	5,55	7,43	0,06	0,04	0,04	0,08	0,05	0,07
Na ₂ O	0,05	0,07	0,03	0,05	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	7,80	7,43	0,15	0,45	0,33	0,00	0,00	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,13	0,09	6,97	8,86	8,06	0,01	0,06	0,04
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO							5,12	5,23	5,19								
Toplam	100,69	100,99	100,62	100,61	100,27	100,69	94,79	94,26	94,13	100,57	100,41	94,04	97,33	95,55	89,08	88,87	88,46
	24 oksijen			23 oksijen			32 oksijen			22 oksijen			14 oksijen				
Si	6,12	6,11	6,14	6,10	6,12	6,04	3,92	3,86	3,88	11,36	11,50	5,35	5,37	5,60	2,80	2,84	2,86
Ti	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,07	0,07	0,06	0,00	0,00	0,14	0,11	0,14	0,00	0,00	0,00
Al	3,81	3,80	3,78	3,81	3,80	3,86	8,40	8,46	8,52	3,65	3,68	3,32	3,59	3,35	2,49	2,48	2,53
Fe	4,26	4,23	3,68	3,62	4,13	4,21	1,46	1,48	1,39	0,00	0,00	2,68	2,28	2,21	2,15	2,15	1,99
Mn	0,23	0,21	0,62	0,56	0,14	0,12	0,05	0,06	0,05	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03
Mg	0,65	0,58	0,25	0,28	0,69	0,82	0,39	0,37	0,35	0,00	0,00	2,63	2,45	2,48	2,46	2,41	2,45
Ca	0,88	1,03	1,43	1,58	1,08	0,95	0,00	0,00	0,00	0,53	0,51	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,64	0,04	0,13	0,10	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	1,37	1,66	1,53	0,00	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,28	2,69	2,63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Alm(%)	70,80	69,64	61,51	59,63	68,12	68,55											
Prp(%)	10,79	9,73	4,13	4,75	11,53	13,60											
Sps(%)	3,78	3,46	10,43	9,37	2,37	1,97											
Grs(%)	14,63	17,16	23,93	26,26	17,97	15,89											
Mg/(Mg+Fe)							0,21	0,19	0,19			0,50	0,52	0,53	0,53	0,53	0,55
Ab										55,65	55,52						
An										43,77	44,03						
Or										0,59	0,44						

Kısaltmalar: Grm: granat, St:stavrilit; Plg:plajiyoklaz, Bt:biyotit, Klt:klorit, Amf:amfibol, k:kenar, ç:çekirdek

Çizelge 3'ün devamı.
Table 3 continues.

	M08-342/3B														
	Grn ç	Grn k	Grn ç	Grn k	Grn k	Plg	Amf k	Amf k	Amf k	Amf k	Amf k	Amf k	Amf k	Klt	
SiO2	38,94	39,18	38,95	38,94	39,18	67,75	43,99	42,81	46,66	43,00	42,99	43,51	42,23	28,25	
TiO2	0,04	0,09	0,12	0,04	0,09	0,03	0,87	0,96	0,68	0,94	0,86	0,89	1,07	0,24	
Al2O3	20,81	20,95	20,75	20,81	20,95	20,54	12,64	13,33	9,97	13,15	12,95	13,10	13,42	15,67	
FeO	28,70	27,70	26,97	28,70	27,70	0,03	16,45	19,24	18,95	18,68	17,31	17,11	18,45	28,48	
MnO	0,59	0,34	0,64	0,59	0,34	0,00	0,10	0,17	0,19	0,23	0,09	0,09	0,16	0,20	
MgO	3,28	2,61	1,99	3,28	2,61	0,00	9,93	8,20	9,17	8,54	9,44	9,42	8,59	14,63	
CaO	7,97	9,87	10,97	7,97	9,87	2,43	11,01	11,38	11,02	10,45	10,64	11,03	11,31	0,11	
Na2O	0,05	0,04	0,01	0,05	0,04	9,82	1,50	1,74	1,23	1,63	1,47	1,62	1,73	0,03	
K2O	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,28	1,24	1,02	1,09	1,41	1,37	1,28	1,12	0,06	
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,06	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	
ZnO															
Toplam	100,43	100,77	100,39	100,43	100,77	100,89	97,76	98,90	98,94	98,05	97,15	98,04	98,08	87,68	
	24 oksijen					32 oksijen					13 katyon				
Si	6,08	6,08	6,08	6,08	6,08	11,88	6,48	6,34	6,85	6,37	6,38	6,43	6,29	3,03	
Ti	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,10	0,11	0,08	0,10	0,10	0,10	0,12	0,02	
Al	3,83	3,83	3,82	3,83	3,83	3,19	2,20	2,33	1,72	2,30	2,27	2,28	2,36	1,98	
Fe	3,74	3,60	3,52	3,74	3,60	0,00	2,03	2,38	2,33	2,31	2,15	2,11	2,30	2,55	
Mn	0,08	0,04	0,08	0,08	0,04	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	
Mg	0,76	0,61	0,46	0,76	0,61	0,00	2,18	1,81	2,01	1,88	2,09	2,07	1,91	2,34	
Ca	1,50	1,81	2,00	1,50	1,81	0,23	1,74	1,81	1,73	1,66	1,69	1,74	1,81	0,01	
Na	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,83	0,43	0,50	0,35	0,47	0,42	0,46	0,50	0,01	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,23	0,19	0,20	0,27	0,26	0,24	0,21	0,01	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Alm(%)	60,99	59,05	57,50	60,99	59,05										
Prp(%)	12,71	10,08	7,70	12,71	10,08										
Sps(%)	1,31	0,73	1,40	1,31	0,73										
Grs(%)	25,00	30,13	33,39	25,00	30,13										
Mg/(Mg+Fe)														0,48	
Ab						0,77									
An						0,21									
Or						0,01									

Çizelge 4. Sariağaç şist birimini etkileyen metamorfizmaların geleneksel yöntemle elde edilmiş basınç –sıcaklık koşulları.

Table 4. Pressure-temperature conditions achieving by conventional method, of metamorphisms affecting Sariağaç schist unit.

Referans	Metamorfizma	Sıcaklık (°C)		Basınç (Kbar)		Jeotermometre/ jeobarometre mineral	Örnek No
		çekirdek-kenar	kenar-kenar	çekirdek-kenar	kenar-kenar		
Perchuk (2004)	Ms1	632	684			granat-staurolit	M06-50
Newton ve Haselton (1981)	Ms1			7.2	7.6	granat-plajiolklas-aluminosilikat-kuvars	
Graham ve Powel (1984)	Ms1	630 (KD=3.7)	672 (KD=1.8)			granat-amfibol	M08-342/3B
Krogh ve Ravna (2000)	Ms1	641 (KD=3.7)	690 (KD=1.8)			granat-amfibol	
Kohn ve Spear (1989) (650°C için)	Ms1			7.2	8.6	granat-amfibol-plajiolklas-kuvars	
Hammarstrom ve Zen (1986)	Ms1			7.6 ± 0.4		amfibol (Al)	
Schmidt (1992)	Ms1			8.0 ± 0.3		amfibol (Al)	
Anderson ve Smith (1995) (650°C için)	Ms1			8.1 ± 0.4		amfibol (Al)	
Henry ve diğ. (2005)	Ms2	440-521				biyotit (Ti)	M06-50
Bourdella ve diğ. (2013)	Ms2	379-411				klorit	
Bourdella ve diğ. (2013)	Ms2	319-370				klorit	M08-342/3B
Hammarstrom ve Zen (1986)	Ms2			4.8 ± 0.2		amfibol (Al)	
Schmidt (1992)	Ms2			5.4 ± 0.3		amfibol (Al)	
Anderson ve Smith (1995) (650°C için)	Ms2			5.1 ± 0.3		amfibol (Al)	

Kısaltmalar= Ms₁: Sariağaç birimini etkileyen metamorfizma, Al: alüminyum, Ti: titanyum

Şekil 6 da verilen parajenez denge diyagramında, biyotit'e ait Mg# eş bileşim eğrileri 610°C üzeri sıcaklıklarda sıcaklık ve basınç artışı fonksiyonunda Mg# değerinde artış gözlenir. Bu durum stavrolitle birlikte distenin ortaya çıkışını desteklemektedir.

Maksimum stavrolit Mg# (0.21) ve biyotit Mg#(0.52) değerlerine ait eş bileşim eğrileri ile sınırlandırılmış parajenez denge çizgisinin ortak

alanı (kırmızı halka) bu örneğe ait sıcaklık ve basınç değerini tanımlamaktadır (P=7,5 ± 0,5 kbar; T=660± 10°C). Stavrolite ait Mg#=0.21 eş bileşim eğrisi stavrolit/disten denge alanı sınırına oldukça yakındır. Aynı zamanda kayaç içerisinde %1 civarında distenin varlığı iki mineralin denge sınırına yakın bir alanda dengelendiğini göstermektedir. Elde edilen basınç - sıcaklık koşulları Ms₁ metamorfizması ürünü S₅1

foliyasyonunun üst amfibolit fasiyesi koşulunda geliştiğini göstermektedir.

M09-65/1 numaralı örneğin mineral bileşimi ‘disten + biyotit + granat + plajiyoklaz + klorit + muskovit + kuvars + opak min.’ den oluşmaktadır. Bu örneğe ait parajenez denge diyagramı Şekil 7’ de verilmektedir. Muskovit ve biyotit-I ile temsil edilen M_s1 foliyasyonu M06-50 nolu örnekten farklı olarak stavrolit içermemektedir. Stavrolitin denge alanının bitiş sınırı ‘disten – granat – biyotit – plajiyoklaz – muskovit - kuvars’ parajenezinin başlangıcına ve alt sıcaklık sınırına karşılık gelmektedir (Şekil 7). Söz konusu parajenezin minimum basınç sınırı muskovitin ortadan kaybolmasıyla belirlenir (Şekil 7). Parajenezin üst basınç sınırı ise biyotit-I’e ait $Mg\#$ (0.60) eş bileşim eğrisi ile belirlenir. M06-50 nolu örneğe benzer şekilde 600°C üzeri sıcaklıkta biyotitin $Mg\#$ değerindeki artış basınç artışı ile ilişkilidir. Muskovitin Si^{4+} içeriğine bağlı olarak çizilen eş bileşim eğrileri ile Şekil 7’de verilen parajenez denge alanını daha da küçültmek mümkündür. Örnekteki muskovitlerin maksimum Si^{4+} içeriği 3.07 dir. Muskovitin $Si^{4+}=3.07$ eş bileşim eğrisi, muskovitin alt denge sınırı, stavrolitin üst denge sınırı ve biyotit-I $Mg(0.60)$ eş bileşim eğrisi arasında kalan alan M09-65/1 nolu örneğin M_s1 metamorfizmasına ait denge alanını ($P=8.2\pm 0.3$ kbar; $T=670\pm 20^\circ C$) tanımlamaktadır (Şekil 7).

Sonuç olarak, şist ve içerisinde yer alan metabaziklerden oluşan yüksek dereceli temeli etkileyen M_s1 metamorfizmasının basınç – sıcaklık koşulları 7.7 ± 0.7 kbar ve $670 \pm 20^\circ C$ olarak tahmin edilmiştir. Bu yüksek dereceli topluluğu üzerleyen ve onda geri dönüşümlere neden olan M_s2 metamorfizmasının koşulları ise 5.1 ± 0.3 kbar ve $480 \pm 40^\circ C$ olarak verilebilir.

Kapıdağ Napı

Düşük dereceli şistlerden yapıları olan Kapıdağ napında gözlenen anahtar mineraller klorit ve biyotit’dir. Kapıdağ napının basınç ve sıcaklık

koşullarının belirlenmesinde mevcut anahtar mineraller kullanılarak metamorfizma koşulları (M_k1) hakkında yaklaşımda bulunulmuştur.

Kloritin ilk ortaya çıkışı kayacın metamorfizmasıyla başlar ($150 - 200^\circ C$) ve $550^\circ C$ ye kadar duraylılığını koruyabilir (Bucher ve Grapes 2011). Barrov tipi meta-pelitlerde biyotitin ilk ortaya çıkışı Nitsch (1970) tarafından 1, 4 ve 7 kbar için sırasıyla $<430^\circ C$, $445\pm 10^\circ C$, ve $460\pm 10^\circ C$ olarak tanımlanmıştır. Kapıdağ napı içerisinde bulunan şistlerde granat mevcut değildir. ‘granat - biyotit – klorit’ parajenezi için gerekli olan minimum koşullar $525^\circ C - 3$ kbar dır (Bucher ve Grapes 2011). Granatın olmaması nedeniyle şistler için olabilecek maksimum üst sıcaklık sınırı $525^\circ C$ olarak kabul edilebilir. Klorit ve biyotit’in bir arada bulunması Fe/Mg oranına bağlı olarak 3.5 kbar basınç koşulunda minimum ve maksimum sıcaklık aralığı $420 - 460^\circ C$ dir (Bucher ve Grapes 2011). Demir bakımından zengin toplam kaya kimyasına ($X_{Fe}=0.8$) sahip ortamlarda klorit – biyotit birlikteliği 5 kbar – $540^\circ C$ kadar duraylı kalabilmektedir. Ortalama bir pelitik kayacın X_{Fe} miktarı 0.60-0.62 dir (Bucher ve Grapes 2011). Sarıağaç birimi ile Kapıdağ napı arasındaki dokanak sünümlü tektonik dokanak tipindedir. Sarıağaç biriminin M_s2 metamorfizması Kapıdağ napı’nın M_k1 ’ine karşılık gelmektedir. M_s2 ’nin basınç - sıcaklık koşulları ve Kapıdağ napının mevcut indeks mineralleri göz önüne alındığında M_k1 için basıncın maksimum 5 kbar olabileceği, sıcaklığın ise klorit – biyotit birlikteliği için $450 - 525^\circ C$ aralığında olması beklenmelidir.

JEOKRONOLOJİ

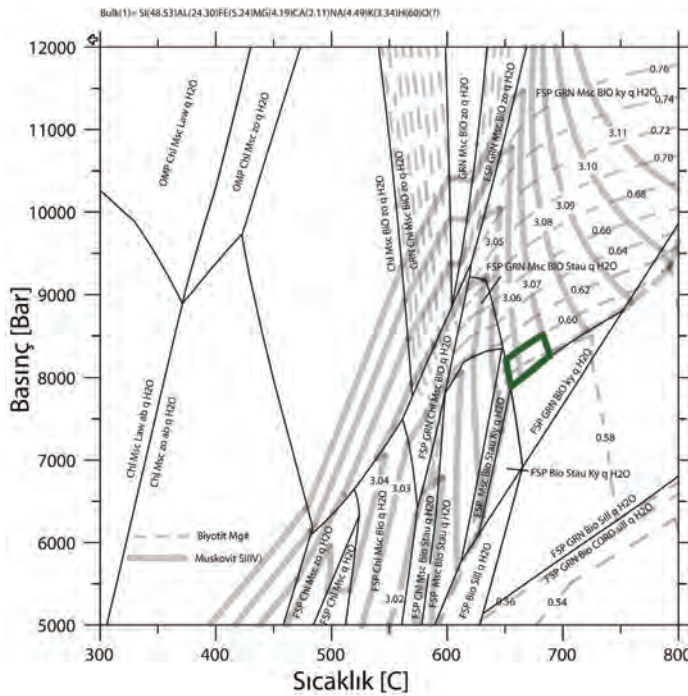
Mika $^{40}Ar/^{39}Ar$ Jeokronolojisi

$^{40}Ar/^{39}Ar$ beyaz mika jeokronolojisi Anamur bölgesinde Sarıağaç biriminde yer alan aplit (M08-357) ve metapelit (M06-54) örneklerindeki beyaz mikalara uygulanmıştır. Örneklerin mineral bileşimi Çizelge 1 de verilmektedir. Mikalar

yıkama, eleme, binokuler mikroskop altında bireysel tanelerin toplanmasını içeren geleneksel yöntemlerle ayrılmıştır. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ jeokronolojisi, CO_2 laseri kullanılarak ayrılmış olan beyaz mikaların kademeli ısıtılması ile Potsdam Üniversitesi yer ve çevre bilimleri enstitüsünde CETAC LSX-213 cihazıyla yapılmıştır. Analizi yapılan örnekler için $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spektrum grafikleri şekil 8 de verilmektedir. McDougall ve Harrison (1999)'a göre 2-SD hata limitleri içerisinde kalan plato yaşları, serbest kalan toplam ^{39}Ar 'un %50'sinden fazlası ve bireysel olarak %5'inden fazlasını temsil eden bitişik adım serileri için hesaplanmıştır. Ar izotop analizleri sonucunda elde edilen plato yaşları serbest kalan toplam

^{39}Ar 'un %83-94 sine karşılık gelmektedir.

M06-54 nolu örneğe ait toplam ^{39}Ar buharlaşmasının % 83'ne karşılık gelen 9 adet ısıtma adımının 5'inde 73.72 ± 0.8 my'lık plato yaşı elde edilmiştir (Şekil 8a). M08-357 nolu örnekten 75.03 ± 2.2 my'lık plato yaşı %94 oranında ^{39}Ar buharlaşmasını tanımlayan 6 ısıtma adımının 4'ünde bulunmuştur (Şekil 8b). Beyaz mikalara ait bloklanma sıcaklık değeri (Snee ve diğ. 1988; Knapp ve Heizler 1990) ve Sariağaç biriminin pelitik kökenli şist örneğine ait hesaplanmış metamorfizma (Ms2) sıcaklık değerleri ($379-521^\circ\text{C}$) göz önüne alındığında bu yaşlar Geç Kretase yaşlı zirve metamorfizma koşullarını izleyen soğuma yaşları olarak yorumlanabilir.



Şekil 7. M09-65/1 nolu örneğe ait parajenez denge diyagramı. Yeşil halka muskovit ve biyotit Mg# eş bileşim eğrileriyle daraltılmış olan 'Feldspat/plajiyoklaz (FSP) - granat (GRN) Muskovit (Msc) – biyotit (BIO) – disten (KY) – kuvars (q) – H₂O' parajenezinin denge alanını tanımlamaktadır. Mineral kısaltmaları şekil 6 da verilmektedir. Albit:ab.

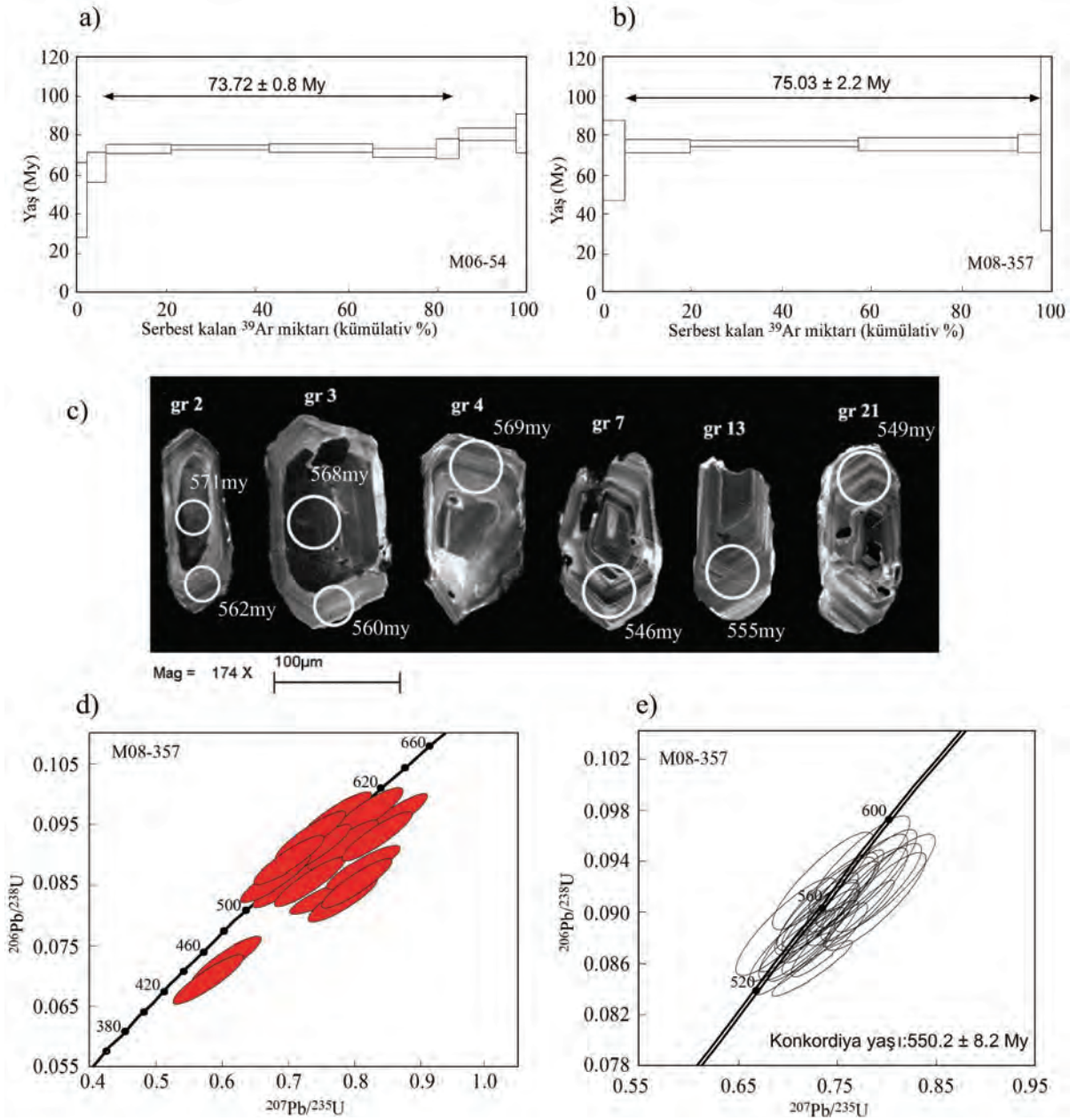
Figure 7. Paragenesis equilibrium diagram (pseudosection) for M09-65 / 1. The green circle which is limited by muscovite and biotite Mg # isopleths, describes the equilibrium area of the 'Feldspar / Plagioclase (FSP) - Garnet (GRN) Muscovite (MSC) - Biotite (BIO) - Kyanite (KY) - Quartz (q) - H₂O' paragenesis. Mineral abbreviations are given in figure 6. Albite: ab.

Zirkon U/Pb Jeokronolojisi

Zirkon yaş analizi Çin Bilim ve Teknoloji Üniversitesi'nde (Hefei-Çin) ArF uyarılmış lazer sistemi (GeoLas Pro, 193nm wavelength) ve dört büyütme ICP-MS (PerkinElmer Elan DRCII) kullanılarak laser ablation ICP-MS (LA-ICP-MS) yöntemiyle gerçekleştirilmiştir. Analizler 10 Hz.'lik atım oranı, 10J/cm²'lik bir ışık enerjisi ve 44 - 32 µm'luk nokta çapı ile yapılmıştır.

Zirkon U/Pb jeokronolojisi Sariağaç biriminde yer alan ve S₅1 foliyasyonunu keser pozisyonda bulunan metamorfik aplit'e (M08-357) uygulanmıştır. Örnekten elde edilen zirkonlar ortalama 100 mikron boyutlarındadır. Zirkonlar baskın olarak renksiz, saydam, kısa-prizmatik tanelerden oluşmaktadır. Kathodoluminesans (CL) fotoğraflarında zirkonların karakteristik magmatik zonlanma (oscillatory zoning) sunan tipik magmatik zirkonlardan oluştuğu görülmektedir. Tanelerin bir kısmında, benzer şekilde tipik zonlanma sunan koyu renkli eski çekirdekler gözlenmektedir. Bu çekirdekler ile etrafında gelişen büyümelerin zonlanmaları birbirine paralellik sunmaktadır (Şekil 8c). Çekirdeklerin bazılarında düzensizlikler ve yuvarlaklaşmalar gözlenmesine

karşın zonlanmalar yine de paralelliğini korumaktadır. Bu durum, söz konusu tanelerdeki zonlu çekirdek olarak gözüken kısımlar ile etrafına büyüme yapan zonlu kısımların birbirini izleyen evrede büyüdüklerini göstermektedir. Bu örnekten 25 zirkon tanesi yaş tayini için kullanılmıştır. CL fotoğraflarından saptanan magmatik zirkonlardan, magmatik zonlanma sunan çekirdek kısımlardan ve bu çekirdekler etrafında gelişmiş magmatik büyümelerden 35 analiz yapılmıştır (Şekil 8c). Düzeltilmiş izotop verileri ve yaşlar Çizelge 5'de verilmektedir. Bu veriler konkordiya eğrisi üzerine düşürüldüğünde iki analiz hariç tümünün aynı yerde gruplandığı görülmektedir (Şekil 8d). Magmatik zirkonlar ve çekirdekler üzerine gelişen büyümeler aynı diyagram üzerine düşürüldüğünde bunlardan konkordiya yaşı olarak 548 ± 10 my'lık yaş elde edilmiştir. Magmatik zonlanma sunan çekirdeklerden de benzer şekilde 552 ± 20 my'lık yaş elde edilmiştir. Bu yaşlardan da görüldüğü magmatik büyümeler ile magmatik zonlu çekirdeklerin yaşları arasında büyük bir fark görülmemektedir. Bu nedenle verilerin tümü beraberce değerlendirilmiş örneğin magmatik kristalizasyon yaşı olarak yorumlanan 550.2 ± 8.2 my'lık konkordiya yaşı elde edilmiştir (Şekil 8e).



Şekil 8. a) M06-54 ve b) M08-357 nolu örnekler için beyaz mika $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş spektrumu, c) M08-357 nolu örnekten seçilen zirkonlara ait katodoluminesans fotoğrafları. Zirkonlar üzerindeki yuvarlaklar 44 ve 32 mikron çapındaki analiz yapılan noktaları göstermektedir, d) LA-ICPMS analizlerinden elde edilen tüm verilerin konkordiya diyagramı üzerindeki dağılımları, e) M08-357 nolu meta-aplit örneğinin LA-ICPMS analizleri ile elde edilen U-Pb izotop oranlarını ve kristalizasyon yaşını gösteren konkordiya diyagramı.

Figure 8. a) White mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum for a) M06-54 and b) M08-357, c) cathodoluminescence photographs of selected zircons from the M08-357. Circles on the zircons show points of analysis of 44 and 32 microns in diameter d) distributions on the concordia diagram of all data obtained from LA-ICPMS analyzes e) U-Pb isotope ratios obtained by LA-ICPMS analyzes of the meta-aplit sample (M08-357) and the concordia diagram showing the age of crystallization.

Çizelge 5. Örneklerin LA-ICPMS ile elde edilen U-Pb verileri ve hesaplanan yaşlar. * Konkordiya ve ortalama yaşın hesaplanmasında kullanılan zirkon tanelerini göstermektedir. r: kenardaki yeni büyüme, c: çekirdek

Table 5. U-Pb data obtained by LA-ICPMS and calculated ages. * shows zircon grains which are used to concordia and the average age in calculations. r: new growth on the rim, c: core

Örnek No	Düzeltilmiş İzotopik Oranlar						Düzeltilmiş Yaşlar (My)					
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
M08-357	hata 1s		hata 1s		hata 1s		hata 1s		hata 1s		hata 1s	
gr 2r*	0.05999	0.00266	0.74603	0.03475	0.09102	0.00252	603	55	566	20	562	15
gr 3r*	0.06270	0.00261	0.78619	0.03559	0.09084	0.00252	698	52	589	20	560	15
gr 4*	0.06006	0.00256	0.76464	0.03512	0.09230	0.00260	606	53	577	20	569	15
gr 7*	0.05904	0.00247	0.71987	0.03219	0.08846	0.00244	569	52	551	19	546	14
gr8	0.05999	0.00258	0.60077	0.02832	0.07240	0.00208	603	55	478	18	451	13
gr 9*	0.06109	0.00261	0.77686	0.03579	0.09198	0.00255	642	54	584	20	567	15
gr 10	0.06856	0.00283	0.78284	0.03548	0.08259	0.00230	886	50	587	20	512	14
gr 11	0.06003	0.00250	0.58073	0.02731	0.06997	0.00220	605	51	465	18	436	13
gr 12*	0.05887	0.00248	0.73964	0.03444	0.09075	0.00260	562	54	562	20	560	15
gr 13*	0.05965	0.00249	0.74198	0.03353	0.08997	0.00248	591	53	564	20	555	15
gr 14r	0.06235	0.00259	0.79478	0.03580	0.09224	0.00254	686	51	594	20	569	15
gr 21r*	0.06138	0.00255	0.75639	0.03449	0.08885	0.00244	653	53	572	20	549	14

TARTIŞMA

Alanya Masifi'nin genel özellikleri

Farklı metamorfizma koşullarında başkalaşıma uğramış bir nap yığını özelliği sunan Alanya Masifi, ilk kez Okay ve Özgül (1984) ve Okay (1989) tarafından tanımlanan yüksek basınç metamorfizmasının varlığı ile karakterize olmaktadır. Söz konusu yüksek basınç metamorfizması Gündoğmuş bölgesinde mavişist metabazitleri (Gündoğmuş melanji), Alanya bölgesinde ise eklojit içeren glokofan şistlerle (Sugözü napı) tanımlanmaktadır. Geç Kretase yaşlı (84-80 My) bu metamorfizma, Alanya-Bitlis okyanusunun bir okyanus içi dalımla kapanmaya başlaması ve Alanya-Bitlis Mikrokıtası olarak tanımlanan kıtasal parçacığın kuzeye doğru Anatolid-Torid platformu altına yitimi ile ilişkilendirilmektedir (Çetinkaplan ve diğ., 2016).

Alanya Masifi'ndeki naplı içyapı ve polimetamorfik evrim Alanya kuzeydoğusunda

açıka gözlenmektedir. Masif'in en iyi çalışılmış bu bölgesinde (Okay ve Özgül, 1984, Okay 1989, Bozkaya 2001, Bozkaya ve Yalçın, 2004; Çetinkaplan ve diğ 2016) istif alttan üste doğru; i) Mahmutlar nap topluluğu (alt nap), ii) Sugözü napı (orta nap) ve en üst konumda bulunan iii) Yumrudağ nap topluluğundan (üst nap) oluşmaktadır. Mahmutlar ve Yumrudağ nap topluluklarını Barrov tipi yeşilşist, Sugözü napı ise eklojit - mavişist fasiyesi koşulunda metamorfizmaya uğramıştır (Okay 1989; Çetinkaplan ve diğ, 2016). Bu napların birbirleri ile olan dokanakları yeşilşist fasiyesi koşullarında gelişmiş sünümlü bir deformasyonu yansıtmaktadır. Bozkaya (2001) ve Bozkaya ve Yalçın (2004) tarafından yapılan fillosilikat mineralojisine dayanan çalışmalarda Mahmutlar napının orta basınç, Sugözü napının da yüksek basınç metamorfizmasını izleyen Barrov tipi orta basınç metamorfizmasından etkilendiğini söylemektedir. Buna karşın Yumrudağ napının ise saatin tersi yönünde düşük dereceli metamorfizmaya maruz kaldığını

savunmaktadır. Mahmutlar napı topluluğu Alt Triyas yaşlı şist-mermer ardalanması ile başlar ve olasılı İnfakambriyen yaşlı kahverengi dolomit, mermer, kuvarsit ve şist ardalanmasından oluşan bir topluluk tarafından tektonik dokanakla üzerlenir. Sugözü napı orta naptır ve kılavuz düzey niteliğindedir. Bu napı baskın olarak granat-fengit şist ve granat-glokofan-fengit şistten oluşur. Metakirintililer içerisinde mercek şeklinde gözlenen eklojit, glokofanit ve amfibolitten oluşan metabazitler bu napı tanımlayıcı kayaç türleridir (Okay 1989). Yumruadağ napı topluluğu iki tektonik dilimden oluşmaktadır. Alt dilim, olasılı İnfakambriyen yaşlı kahverengi dolomit, mermer, kuvarsit ve şist ardalanmasından oluşan kayaç topluluğu ile başlamaktadır. Bu topluluğun üzerine uyumlu olarak Toros birliklerinin tipik Kambriyen-Ordovisiyen birimleri olan Hüdai, Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarının metamorfik eşleniklerinden oluşan ve kendi içerisinde düzenli ve kesiksiz bir istif sunan topluluk gelmektedir (Çetinkaplan ve diğ., 2016). Bunun üzerine tektonik bir dokanakla Üst Permiyen yaşlı homojen ve kalın mermerler gelir. Üst nap ise Alt Triyas yaşlı şist – mermer ardalanması ve onu uyumlu olarak üzerleyen dolomitlerden oluşmaktadır. Bölgede yapılan önceki çalışmalarda Alanya birliğine ait metamorfik kayaçların Permiyen – Triyas yaş aralığında olduğu ifade edilmiştir (Özgül 1976; Okay ve Özgül, 1984). Bozkaya (2001) ve Bozkaya ve Yalçın (2004) ise Alanya'nın güney doğusunda yer alan Demirtaş bölgesinde bulunan Mahmutlar napının Permiyen öncesi – Permiyen ve Yumruadağ napının Permiyen Öncesi (?) – Permiyen – Triyas yaşında olduğunu belirtmektedir.

Anamur bölgesindeki istifin Alanya Masifi içerisindeki yeri ve Toros Birlikleri ve Gondwana ile korelasyonu

Anamur bölgesi, Alanya Masifi'nin diğer bölgeleri ile karşılaştırıldığında oldukça sade bir tektonostratigrafi sunmaktadır. İstif, damar

karakterinde bazik ve asidik magmatik kayaçlar tarafından kesilmiş ve üst amfibolit fasiyesi koşullarını yansıtan metakirintililerle tanımlanan paraotokton konumdaki Sariağaç birimi ile başlamaktadır. Yüksek dereceli bu kayalar, yine Barrov türü orta basınç metamorfizmasının yeşil şist fasiyesinde başkalaşıma uğramış düzenli ve kalın bir istif (Kapıdağ napı) tektonik olarak üzerlenir. Bu istif tabanda dolomit, mermer, muskovit-kuvars şist ve klorit şist ardalanmasından oluşan topluluk ile başlamakta ve üzerine stratigrafik bir dokanakla kalın ve homojen bir muskovit-kuvars şist birimi gelmektedir. Kuvarsitler, çörtlü dolomitlerle başlayan ve pembemsi-kırmızımsı yama ve yumrular içeren, yaklaşık 160 m kalınlığında bir mermer düzeyi ile üzerlenmektedir. Mermerler, alt kesimleri ince pembe yumru mermer ara düzey ve mercekleri içeren homojen klorit şistlere geçmektedir.

Türkiye'nin genel tektonik sınıflamasında (Ketin 1966; Okay ve Tüysüz 1999, Candan ve diğ., 2016) İzmir-Ankara-Erzincan Kenet kuşağının güney kesimi, birbirilerinden Bitlis-Zagros kenet zonu ile ayrılan; *i) Anatolid Toridler ve ii) Arap Levhası olmak üzere iki ana ünite ile tanımlanmaktadır. Bu iki ünitenin Erken Triyas'a kadar Gondwana'nın kuzey pasif kıta kenarına bağlı kaldığı ve Neotetis Okyanusu'nun güney kolunun Erken Triyas'ta açılması ile Anatolid-Torid Bloğu'nun Gondwana'dan ayrılarak kuzeye sürüklendiği günümüzde yaygın olarak kabul edilmektedir (Şengör ve diğ., 1984, Şengör ve Yılmaz 1981). Dolayısıyla, birçok çalışmada da açıkça ortaya konduğu gibi (Yalçın 1980; Göncüoğlu ve Kozlu 2000; Ghienne ve diğ., 2010; Gürsu ve diğ., 2015) Arap levhası ile Anatolid-Toridler ortak bir Paleozoyik istif sunmaktadır.*

Günümüzde tektonik üniteler olarak bulunan Toridler ve onların metamorfik eşlenikleri olan Anatolidler (Okay ve diğ. 2001, Candan ve diğ., 2005) ilksel tortul fasiyes özelliklerine göre paleocoğrafik olarak yeniden konumlandırılabilen ve buna dayalı olarak çok

sayıda tektonik üniteye ayrılmaktadır (Özgül 1976, 1984, 1997). Bu ünitelerden Geyikdağı ve Antalya birlikleri alt Paleozoyik istifleri içermektedir (Özgül ve diğ., 1972, Özgül 1976, Şenel ve diğ., 1996; Dean ve diğ., 1999; Özgül ve Kozlu 2002; Göncüoğlu ve diğ., 2004). Hadim/Konya (Özgül ve Gedik 1973; Turan 2000), Tufanbeyli/Feke (Özgül ve diğ. 1972, Monod ve diğ., 2003), Seydişehir (Dean 2005), Sultandağları (Güngör 2013) ve Silifke / Orta Toroslar (Kozlu ve diğ., 2002) de yüzeyleyen bu istifler ortak stratigrafik özellikler sunmakta (Gürsu ve diğ., 2003 Göncüoğlu ve Kozlu 2000) ve tabanda bazik volkanik, kumtaşı, kireçtaşı ve sleyt aralanmasından yapıları, olası İfrakambriyen - Erken Kambriyen (Kozlu ve Göncüoğlu 1996, Göncüoğlu ve Kozlu 2000; Özgül ve Kozlu 2002) olarak tanımlanan toplulukla (Emirgazi Formasyonu) başlamaktadır. Bu topluluk, stratigrafik bir dokanakla, genelde Hüdai Formasyonu olarak adlandırılan Erken Kambriyen yaşlı (Ghienne ve diğ. 2010) kalın homojen kuvarsitlerle üzerlenmektedir. Kuvarsitler uyumlu olarak çörtlü dolomitlerle başlayan ve kırmızı renkli yumrulu kireçtaşlarına (Çaltepe Formasyonu; Özgül ve Gedik 1973; Dean 2005) geçen bir karbonat istifi ile üzerlenmektedir. İstifteki ilk fosilli düzeyleri oluşturan ve trilobit fosilleri ile tanımlanan bu karbonatlar için Alt-Orta Kambriyen yaşlı önerilmektedir (Özgül ve Gedik 1973; Özgül ve Kozlu 2002). Karbonatlar geçişli bir dokanakla Seydişehir Formasyonu olarak adlandırılan (Monod ve diğ., 2003), Kambro-ordovisiyen yaşlı homojen şeylerle üzerlenmektedir. Arap Levhası'na ait erken Paleozoyik istif Hakkari, Mardin ve Amanos Dağları çevresinde yüzeylenmektedir (Demirkol 1988, Yalçın 1980; Dean 2006; Ghienne ve diğ. 2010). Hakkari bölgesinde istif tabanda kuvarsitik kumtaşları ile tanımlanan, Erken Kambriyen yaşlı Zabuk Formasyonu ile başlamakta (Yalçın 1980; Ghienne ve diğ. 2010) ve trilobit içeren, orta Kambriyen yaşlı kırmızımsı yumrulu kireçtaşları (Koruk Formasyonu) ile devam etmektedir (Dean

2006; Ghienne ve diğ. 2010). Kılavuz düzey niteliğindeki karbonatlar uyumlu dokanakla Kambro-ordovisiyen yaşlı homojen şeylere geçerler (Sosink Formasyonu). Mardin bölgesinde, Geç Neoproterozoik yaşlı volkanikler yer almakta (Gürsu ve diğ., 2015) ve bunlar Hakkari'dekine benzer istifle üzerlenmektedir (Ghienne ve diğ., 2010).

Görüleceği gibi çalışma alanındaki Kapıdağ Napı, fosil bulunamamış olmasına karşın gerek Arap Levhası gerekse Toridler'in Geyikdağı Birliği'nin İfrakambriyen-Ordovisiyen istifi ile kaya türü ve stratigrafik ilişkiler açısından belirgin benzerlikler sunmaktadır. Buna dayanarak Barrov türü orta basınç koşullarında başkalaşıma uğramış Kapıdağ napı istifinin Gondwana'nın kuzey kenarında çökelmiş İfrakambriyen-Ordovisiyen yaşlı pasif kıta kenarı çökellerinin metamorfik eşlenikleri olduğu söylenebilir. Ayrıca bu istif, yukarıda tanımlanan Alanya kuzeydoğusundaki düşük dereceli istifle (Yumrucağ napı; Okay 1989, Çetinkaplan ve diğ., 2016) gerek ilksel stratigrafi / kaya türü gerekse metamorfizma koşulları açısından karşılaştırılabilir özellikler sunmaktadır. Çalışma alanındaki metamorfik kayaçlar Işık ve Tekeli (1995) tarafından Alanya Masifi metamorfikleri olarak adlandırılmıştır. Bozkaya (2001) ve Bozkaya ve Yalçın (2004) ise sözkonusu alandaki metamorfik kayaçları Mahmutlar napının yüksek dereceli kesimi olarak yorumlamıştır.

Çalışma alanında paraotokton konumda bulunan Sariağaç birimi metamorfizma koşulu ve kayaç topluluğu bakımından Alanya Masifinin başka hiçbir yerinde gözlenmemektedir. Bu durum, birimin Alanya Masifine ile olan ilişkisini tartışılır hale getirmektedir. Sariağaç birimi içerisinde yer alan şistlerde ilksel kırıntılı tortulların sedimantasyon yaşı ve provenansı üzerine gerçekleştirilmiş bir çalışma bulunmamaktadır. Önceki bölümlerde de belirtildiği gibi bu şistler içerisinde bölgesel foliyasyonunu kesen damar karakterli asidik kayaçlara (aplit, pegmatit vb) yaygın olarak rastlanmaktadır. Bu damar

kayalarından bir tanesinden elde edilen zirkonlar LA-ICP-MS U/Pb yöntemiyle yaşlandırılmıştır. Elde edilen 550 My yaş, zirkonların tipik magmatik zonlanma desenlerine bakılarak ilksel kayacın magmatik kristalizasyon yaşı olarak yorumlanmıştır. Eldeki bu yaş verisi ve damarların çevre kayayı belirgin olarak kesiyor olmaları, çevre kayayı oluşturan yüksek dereceli şistlerin ilksel kırıntılılarının sedimantasyon yaşının 550 My dan yaşlı, yani Prekambriyen olduğunu göstermektedir.

Arap levhasında yaklaşık 550 My lık magmatik aktivite sadece Mardin/ Derik bölgesinde gözlenmektedir. Erken Kambriyen yaşlı Telbesmi Formasyonunun altında yer alan bu kayalar andezit-riyolit bileşiminde volkanik kayalardan oluşmaktadır. Çok düşük dereceli metamorfizma gösteren bu volkanik kayalar zirkon U/Pb yöntemiyle 581-559 My olarak yaşlandırılmıştır (Gürsu ve diğ., 2015). Toros birimlerinde ise benzer yaşlarda magmatizmanın varlığı Afyon/Sandıklı (Kröner ve Şengör 1990; Erdoğan ve diğ., 2004; Gürsu ve diğ., 2004; Gürsu ve Göncüoğlu 2005) ve Isparta/Karacahisar (Abbo ve diğ. 2015) bölgelerinde belgelenmiştir. Sandıklı bölgesindeki asidik magmatiklerden 543 My (Kröner ve Şengör 1990) Karacahisar bölgesinde Bozburun şistleri içerisinde yer alan dayklardan ise 544 My U-Pb yaşı elde edilmiştir (Abbo ve diğ. 2015). Ortak bir özellik olarak gerek Arap Levhası gerekse Toros birliklerinin tabanlarında gözlenen ve Kadomiyen Orojenezi ile ilişkilendirilen (Gürsu ve diğ., 2004; Gürsu ve Göncüoğlu 2005) benzer yaştaki bu magmatik aktivitenin çevre kayaçları klorit ve muskovitin varlığı ile tanımlanan çok düşük dereceli metamorfizma özelliği göstermektedir (Bozkaya ve diğ., 2006).

Benzer yaştaki (Geç Neoproterozoyik) magmatik aktivite Anatolidler ve Güneydoğu Anadolu'daki metamorfik masiflerde de yaygın olarak belgelenmiştir. Menderes Masifi'nde 520-584 My arasında değişen (Candan ve diğ., 2011a, Koralay 2015; Koralay ve diğ., 2011) asidik / bazik

magmatizmaya yüksek dereceli ve polimetamorfik (Hetzel ve Reischmann 1996; Loos ve Reischmann 1999; Candan ve diğ., 2011b, 2016) bir temel eşlik etmektedir. Söz konusu temelin metamorfik-magmatik evrimi Gondwana'nın Prekambriyen sonunda bir süper kıtaya dönüşmesi (Collins 2006; Johnsen ve diğ., 2011; Fritz ve diğ 2013) ile ilişkili orojenik süreçlerle ilişkilendirilmektedir (Koralay 2015, Candan ve diğ., 2011c, 2016). Toroslar'a ait Paleozoyik seriler tarafından uyumsuz olarak örtülen bu temel, Alpin orojenezile Eosen'de bir kez daha orta basınç koşullarında metamorfizmaya uğramıştır. Benzer şekilde Bitlis (531-545 My, Ustaömer ve diğ., 2009) ve Pütürge (544-551 My; Beyarslan ve diğ., 2016) masiflerindeki yüksek dereceli Prekambriyen temel içerisindeki metagranitlerden de Prekambriyen yaşlar elde edilmiştir. Bu masiflerde de Menderes Masifi'ne benzer şekilde Prekambriyen temel ile onu uyumsuz olarak üzerleyen (Göncüoğlu ve Turhan 1997; Erdoğan ve Dora 1983) Paleozoik örtü arasında metamorfizma derecesi açısından sıçrama mevcuttur. Bu durum, son Alpin üzerlemesinin yanı sıra temelin, Prekambriyen'de olasılıkla Gondwana'nın toparlanma süreci ile ilişkili ayrı bir yüksek dereceli metamorfik evrimi olduğunu açıkça ortaya koymaktadır.

Sonuç olarak, Gondwana'nın bütünleşme süreçleri, Geç-Neoproterozoyik-Erken Paleozoyik paleocoğrafyası, Anatolid ve Toridler'in Prekambriyen temellerinin tektono-metamorfik evrimleri ve Arap Levhası-Toridler'in erken Paleozoyik istiflerinin çökme ortamları birlikte değerlendirildiğinde Anamur bölgesindeki yüksek dereceli metamorfikler Gondwana süper kıtasının oluşma süreçlerini tanımlayan orojenezlerle ilişkili kristalen bir temel olarak yorumlanabilir. Anamur bölgesinde gözlenen Erken Paleozoyik kayaçları orijinalde bu temel üzerine uyumsuz bir dokanakla çökelmiş olmalıdır. Günümüzde bu dokanak ilişkisi Geç Kretase yitimiyle ilksel özelliğini kaybetmiş olup günümüzde bir bindirme fayı ile tanımlanmaktadır.

Anamur bölgesindeki birimlerin Geç Kretase yüksek basınç metamorfizması ile olan ilişkileri

Yukarıda da kısaca açıklandığı gibi Alanya Masifi Geç Kretase yaşlı yüksek basınç metamorfizmasının varlığı ile tanımlanmaktadır (Okay 1989, Çetinkaplan ve diğ., 2016). Fakat bu yüksek basınç metamorfizmasının, yitim, kıtasal çarpışma ve kabuk kalınlaşması sürecinde tektonik dilimlerin farklı derinliklere gömülmesi nedeniyle her tektonik dilimde gelişmediği petrolojik ve jeokronolojik verilerle ortaya konmuştur (Çetinkaplan ve diğ., 2016). Bu durum, Alanya Masifi'nde her tektonik dilimin, olası yüksek basınç metamorfizması açısından ayrı ayrı olarak ele alınıp incelenme zorunluluğunu ortaya çıkarmaktadır.

Anamur bölgesindeki Sariağaç Birimi, pelitik kökenli çevre kaya içine sokulum bazik ve asidik magmatiklerden oluşmaktadır. Bilindiği gibi özellikle bazik kökenli magmatik kayalar yüksek basınç metamorfizması etkilerini en iyi yansıtan kayaç grubudur. Pelitik kökenli yüksek basınç kayaları ise orta basınç üzerlemesi sırasında çok yaygın bir şekilde geri dönüşüme uğrayabilmektedir (Heinrich 1982, Aoya 2001, Tsujimori ve Liou 2007). Bazik kayalar mavişist fasiyesi koşullarında glokofan - epidot/lavsonit (Maruyama 1986, Tsujimori ve Ernst 2014), eklojit fasiyesi koşullarında ise omfasit, granat ve rutilin (Carswell 1990, Möller 1998, Aoya ve diğ. 2003) varlığı ile tanımlanır. Çalışma alanındaki bazikler makaslama zonlarının geçtiği şiddetli deformasyona uğramış alanlarda tamamen rekristalizasyona uğrayıp amfibolitlere dönüşmüşlerdir. Buna karşın makaslama zonları arasındaki düşük gerilimli alanlarda baziklere ait ilksel magmatik doku büyük oranda korunmuştur. Statik kristalizasyonun gerçekleştiği bu deformasyondan korunmuş alanlarda ilksel granoblastik doku granat, hornblend ve plajiyoklazdan oluşan metamorfik mineral topluluğuna dönüşmüştür. Mikroprob çalışmaları bu amfibolün baskın olarak yüksek sıcaklık

amfibolü olan tshermakitik-hornblend bileşiminde olduğunu göstermektedir. Makaslama zonlarının geçtiği alanlardaki amfiboller ise hornblend bileşiminde olup bu minerale klorit, granat zoisit/epidot ve plajiyoklaz eşlik etmektedir. Gerek statik gerekse dinamik olarak kristalleşmiş alanlarda gerçekleştirilen dokusal analizler, kayadaki mevcut olan Ca-amfibollerin önceki bir yüksek basınç metamorfizmasına ait Na-amfibollerden geri dönüşüm yoluyla oluştuğuna ilişkin bir dokusal verinin bulunmadığını göstermiştir. Ayrıca yüksek basınç metamorfizmasında plajiyoklazın duraylılık alanı aşılmakta ve bu mineral Na-piroksen ve epidot/zoisit tarafından replase edilmektedir (Pognante 1985, Lang and Gilotti 2001). Bölgedeki baziklerde bu tür plajiyoklaz dönüşümüne ilişkin hiçbir dokusal veri saptanamamıştır. Asidik magmatik kayalar yüksek basınç metamorfizmasıyla jadeit /omfasit, koezit ve fengit'den oluşan mukronit adı verilen kayalara dönüşmektedir (Compagnoni and Maffeo 1973, Harlow 1994). Ancak genel olarak bazik magmatik kayalar kadar yüksek basınç metamorfizmasını iyi yansıtamamaktadırlar. Bunu nedeni, minerallerin yarı kararlı devamlılıklarını yüksek basınç metamorfizması süresince sürdürebilmeleri veya yüzeylenme sırasında magmatik kayalara oranla daha düşük dayanıma sahip olmaları nedeniyle makaslama zonları boyunca daha fazla su gelimine maruz kalmaları olarak gösterilmektedir (Proyer 2003). Türkiye'de Tavşanlı zonunda (Okay 1997) ve dünyanın çeşitli lokalitelerinde (Sesia zonu-Batı Alpler, Doğu Çin, Seward Yarımadası-Alaska: Forbes ve diğ.1984, Patrik ve Evans 1989) yüksek basınç metamorfizmasına uğramış asidik magmatik kayalar bulunmaktadır. Bunların genel bileşimi jadeit, koezit/kuvars, disten, zoisit ve K-feldispat'dan oluşmaktadır. Anamur bölgesindeki asit bileşimli magmatik kayalar pegmatit ve aplitlerle temsil edilmektedir. Granoblastik dokunun gözlendiği bu kayaların genel mineral bileşimi plajiyoklaz, kuvars

ve muskovit olup önceki bir yüksek basınç metamorfizmasını tanımlayabilecek dokusal ve mineralojik verilerden yoksundur.

Anamur bölgesinde asidik ve bazik metamagmatiklerin çevre kayaları pelitik kökenli şistlerdir. Mikaca zengin bu tip kayaçlarda yüksek basınç metamorfizmasına ait verilerin silinmesi baziklere oranla çok daha şiddetli gerçekleşmektedir (Heinrich 1982, Aoya 2001, Tsujimori ve Liou 2007). Bunun nedeni olarak pelitik metamorfitleerin yüzeylenmesi sırasında basınç düşmesine bağlı olarak meydana gelen genişlemenin kayaçları çatlatması ve bu çatlaklar boyunca kayaç içerisine nüfuz eden akışkan fazın pelitik kayaçlarda hızlı geri dönüşüme neden olması gösterilmektedir (Rubie 1986; Massonne 2012). Akışkan fazın etkilemediği kesimlerde yüksek basınç metamorfizması fazları olarak glokofan, jadeit, Mg-kloritoid ve fengit gibi mineraller gözlenebilmektedir (Sisson 1997; Okay 2002). Pelitik kayaçlarda geri dönüşüm, glokofanın Ca-amfibol tarafından tüketilmesi (Kryza ve diğ., 1990), Mg-kloritoid'in Fe içeriğinin artması, fengit de çekirdekten kenara doğru Si içeriğinde meydana gelen azalış gibi basınç düşmesini ifade eden verilerle tanımlanır. Sariağaç şistinde yapılan petrografik gözlem ve mikroprob analizlerinde bu tür verilerden hiçbiri saptanmamıştır. Ancak bir adet metapelit örneğinde beyaz mikaların Si içeriği 3.50 ye kadar ulaşmaktadır. Beyaz mikanın yüksek Si içeriği bazı araştırmalar tarafından yüksek basınç verisi olarak kabul edilmektedir. Fakat Massonne ve Schreyer (1989) yüksek Si içerikli mikanın K-feldispat olmaksızın yüksek basınç metamorfizmasını temsil edemeyeceğini belirtmektedir. Söz konusu örnekte (M06-54) K-feldispatın bulunmaması beyaz mikalardaki yüksek Si içeriğinin yüksek basınç metamorfizmasından kaynaklanma olasılığını zayıflatmaktadır. Sariağaç birimini oluşturan metapelitler sillimanit, disten, stavrolit, granat ve biyotit den oluşan mineral toplulukları içermektedir. Bu topluluklar söz konusu

kayaçların Barrov türü orta basınç metamorfizması koşullarında metamorfizmaya uğradığını göstermektedir. Sillimanitin varlığı koşulların üst amfibolit fasiyesine kadar yükseldiğini tanımlamaktadır.

Sonuç olarak Sariağaç birimini oluşturan litolojilerin mineral parajenezleri orta basınç metamorfizmasını tanımlamaktadır. Bu litolojilerin hiçbirinde önceki bir yüksek basıncı tanımlayan mineralojik ve dokusal veri bulunmamaktadır. Benzer şekilde İnfakambriyen-Erken Paleozoik yaşlı ve tümüyle pelitik kayaçlardan oluşan Kapıdağ napı, klorit ve nadir olarak gözlenen biyotitin varlığı ile tanımlanan Barrov türü orta basınç metamorfizmasının düşük yeşilist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğramıştır. Bu toplulukta da yukarıda tanımlanan olası bir yüksek basınç metamorfizmasını tanımlayacak hiçbir kalıntı doku ve mineral saptanmamıştır. Bu kayaçların, Alanya bölgesindeki eşlenikleri olan Yumrudağ napı topluluğunun Kapıdağ napında olduğu gibi (Çetinkaplan ve diğ., 2016) Geç Kretase'deki yitim ve izleyen kıtasal çarpışma sürecinde maksimum 23 km derinliğe gömüldüğü düşünülmektedir.

Anamur bölgesindeki birimlerin metamorfizma yaşları

Önceki bölümlerde detaylı tanımlandığı gibi Anamur bölgesinde paraotokton konumdaki Sariağaç birimi yüksek dereceli şistler ve onların bölgesel foliyasyonlarını çoğu yerde kesen, masif yapıda aplitik damar kayaçlarından oluşmaktadır. Buna karşın bazı bölgelerdeki damarlarda, ufak mika yönelişleri ile tanımlanan zayıf bir foliyasyonun varlığı gözlenmiştir. Arazi verisi ve dokusal özelliklere dayalı olarak çizilmiş, şematik damar – çevre kaya ilişkisi Şekil 3'de gösterilmektedir. Yaygın kesme ilişkileri, yüksek dereceli metamorfizmanın aplitlerin yerleşiminden önce gerçekleştiğinin açık bir verisidir. Bu kapsamda net arazi ilişkisi gözlenen bir bölgede

yönlenmesiz beyaz mika içeren bir aplit örneğinden (örnek no:M08-357) ayıklanan zirkonlar U/Pb yöntemiyle, aynı örnekteki mikalar da Ar/Ar yöntemiyle yaşlandırılmıştır. Aynı yüzlek üzerinde çevre kayanın foliyasyon düzlemini tanımlayan ve aplit tarafından kesilen bir şist örneğinden (Örnek no:M06-54) ayıklanan beyaz mikalar da yine Ar/Ar yöntemi ile yaşlandırılmıştır. Daha önceki bölümlerde tanımlandığı gibi zirkonlardan, aplitin kristalizasyon yaşı olarak yorumlanan 550 My yaş elde edilmiştir. Fakat gerek aplitteki yönlenmesiz mikalar gerekse şistteki foliyasyonu tanımlayan beyaz mikalar birbirleriyle uyum gösterecek şekilde sırasıyla 75 My ve 73 My (Kampaniyen) yaşlar vermiştir. Birbirleriyle çelişen bu yaş verileri yüksek dereceli metamorfizmanın yaşını (Prekambriyen veya Geç Kretase) tartışılır hale getirmiştir.

Özellikle çoklu metamorfizmaya uğramış alanlarda bu çelişkili gözükten durumlara yaygın bir şekilde değinilmektedir. Örneğin Menderes Masifi'nin Prekambriyen temelindeki kalıntı granülit, eklojit ve üst amfibolit fasiyesi metamorfizmaları zirkon U/Pb yaşlarına göre sırasıyla 584 My (Koralay 2015), 535 My (Candan ve diğ., 2016) ve 551 My (Hetzl ve diğ. 1998) olarak saptanmıştır. Bu metamorfizmalar, Gondwana'nın Geç Neoproterozoyik-Erken Kambriyen bütünleşme süreçleri ile ilişkilendirilmektedir (Candan ve diğ., 2011b, 2016). Bu petrolojik – jeokronolojik verilere karşın söz konusu temeldeki mikalar, Alpin üzerlemesi nedeniyle yaklaşık 30-50 My (Geç Eosen-Oligosen) arasında değişen yaşlar vermektedir (Satır ve Friedrichsen 1986; Hetzel ve Reischmann 1996; Bozkurt ve Satır 2000). Bu durum, Geç Neoproterozoyik temel içerisindeki mikaların Alpin üzerlemesi sırasında resetlenmesi ile açıklanmaktadır.

Sarıağaç birimi içerisindeki yüksek dereceli şistlerden yapılan dokusal analizler kayaçlarda birden fazla deformasyonun ve onlarla bağlantılı foliyasyon gelişiminin varlığını ortaya koymuştur. Bazı örneklerde yüksek dereceli metamorfizmayı

tanımlayan disten ve stavrolit gibi fazlar ve onlara eşlik eden muskovitlerin oluşturduğu foliyasyonun, biyotit ve muskovitle tanımlanan ikinci bir foliyasyon ile kesildiği gözlenmiştir (Şekil 3). Bu ikincil mineral topluluğu üzerleyen metamorfizmanın en azından yeşilşist fasiyesinin biyotit zonu koşullarında geliştiğini göstermektedir. Beyaz mikaların Ar/Ar izotop sistemlerinin bloklanma sıcaklığının birçok parametreye bağlı olmasına karşın genelde 325-375°C aralığında gerçekleştiği kabul edilmektedir (Snee ve diğ. 1988; Knapp ve Heizler 1990). *Bu değer, yukarıda tanımlanan dokusal veriler ve kesme ilişkileri ile birlikte değerlendirildiğinde Sarıağaç biriminin Prekambriyen'de (> 550 My) yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğradığı (M_{s1}), bu kayaların Geç Kretase'de (75-73 My) yeşilşist fasiyesi koşullarında, dinamik ve statik koşullar altında yeniden kristalleştikleri (M_{s2}) sonucuna varılmaktadır. Fakat bu düşüncenin, özellikle şistlerden yeni zirkon ve mika yaşlarıyla desteklenmesi gerekmektedir.*

Anamur bölgesindeki İnfrakambriyen-Erken Paleozoik yaşlı birimlerden oluşan Kapıdağ napı'nda gözlenen Barrov tipi yeşilşist fasiyesi metamorfizmasının yaşına ait herhangi bir radyometrik yaş verisi yoktur. Yukarıda tartışıldığı gibi bu nap, Alanya bölgesindeki Kapıdağ napı içinde yer alan Kargıcak şist birimi (Çetinkaplan ve diğ., 2016) ile ilksel fasiyesi ve metamorfizma türü / derecesi açısından rahatlıkla deneştirilebilmektedir. Kargıcak şist birimindeki Barrov tipi yeşilşist fasiyesi metamorfizması beyaz mikalardaki Ar/Ar yaşlarına dayalı olarak 75 My olarak saptanmıştır (Çetinkaplan ve diğ., 2016). Kapıdağ napını oluşturan tortul kayaların ilksel çökelim yaşları, Anatolid – Toridler'de bugüne kadar Variskan metamorfizmasına ait bir verinin saptanmamış olması ve Alanya'daki Kapıdağ napıyla olan benzerlik göz önüne alındığında, Anamur bölgesinde de Kapıdağ napı olarak tanımlanan kayaç istifini etkileyen Barrov türü yeşilşist fasiyesi metamorfizmasının (M_{k1})

Alpin yaşlı (Geç Kretase ?) olma olasılığı yüksek olduğu söylenebilir.

SONUÇLAR

Alanya Masifi'nin güneydoğu ucunda yüzeyleyen metamorfikler, üst amfibolit fasiyesi koşullarında ($670 \pm 20^\circ\text{C}$ / $7,7 \pm 0,7$ kbar) metamorfizmaya uğramış, asidik /bazik magmatik kayaçlar tarafından kesilen paraotokton konumdaki Sariağaç birimi ve bu yüksek dereceli metamorfikleri tektonik bir dokanakla üzerleyen, orta basınç metamorfizmasının yeşilist fasiyesi koşullarında başkalaşıma uğramış, düzenli ve kalın bir istifte tanımlanan Kapıdağ napından oluşmaktadır. İyi korunmuş ilksel sedimenter özellikler, Kapıdağ napının Toridler'in Geyikdağı ve Antalya birliklerinde gözlenen İnfrakambriyen – Kambro-ordovisiyen serilerden türediğini göstermektedir. Sariağaç biriminde yüksek dereceli minerallerin yönelimleriyle tanımlanan bölgesel foliyasyonu kesen aplitik damarların zirkon U/Pb yöntemiyle 550 My kristalizasyon yaşı vermeleri, paraotokton temeli oluşturan şistlerin ilksel kırıntılılarının sedimantasyon yaşının Prekambriyen olduğunu göstermektedir. Söz konusu temel Geç Neoproterozoyik'te, olasılıkla Gondwana süper kıtasının bütünleşme süreciyle ilişkili yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğramıştır. Beyaz mikalardan elde edilen 75-73 My Ar/Ar soğuma yaşları yüksek dereceli temelin Geç Kretase'de, büyük olasılıkla üzerleyen Kapıdağ nap birimleriyle birlikte yeşil şist fasiyesi koşullarında ikinci bir metamorfizmaya uğradığını göstermektedir. Alanya Masifi'nin geneli ile uyumluluk gösteren bu Geç Kretase metamorfizması Neotetis Okyanusu'nun güney kolunun kuzey yönlü bir yitimle kapanması ve izleyen evrede gerçekleşen kıtasal çarpışma ile ilişkilendirilebilir.

KATKI BELİRTME

Yazım sürecince yaptığı katkılarla hocam Prof. Dr. Osman Candan'a, zirkon yaş tayini çalışmalarını gerçekleştiren Doç.Dr. O. Ersin Koralay'a, arazi çalışmalarına yaptığı katkılarla Dr. Hüseyin Kozlu'ya, Potsdam Üniversitesi yaş tayini laboratuvarında çalışan Dr. Masafumi Sudo'ya, değerli görüş ve önerileri için Prof. Dr. Musa Alpaslan ve Prof. Dr. Hüseyin Yalçın'a çok teşekkür ederim.

EXTENDED SUMMARY

Turkey is formed by a number of continental fragments separated by approximately east - west direction suture zones in connection with the closure of the Neotethys ocean branches. This tectonic mosaic developed as a result of successive rifting and oceanic processes along the northern edge of Gondwana. The Taurids and Anatolites, which are metamorphic equivalents of Taurides, are tectonic units of Gondwana origin. In Early Mesozoic, Anatolide and Tauride which have common Palaeozoic - Early Triassic stratigraphy, were taken off from Gondwana as a isolated block by opening the northern and southern branches of the Neotethys ocean (Göncüoğlu et al., 2003, Okay et al., 1996). Based on the primitive accumulation environment and the sedimentary facies characteristics, the Anatolide - Tauride block is divided into many units from south to north towards Alanya, Antalya, Geyik Mountain, Aladağ and Bozkır. In this structure, it is assumed that the Alanya Massif is derived from the northwarth subduction of the Neotethys ocean in the Late Cretaceous and the associated multi-stage metamorphism after the Alanya unit.

Alanya Massif is characterized by eclogite-blue schist facies metamorphism and overprinting Barrow-type green schist facies metamorphism (Okay 1989; Bozkaya and Yalçın 2004; Çetinkaplan et al., 2016). On the other hand, in

the south east of the Masif, Anamur region suffered to high temperature metamorphism represented by sillimanite, kyanite and staurolite (Işık and Tekeli, 1995). Main units in Anamur area are from top to bottom; I) The metamorphics belonging to the Alanya Massif are unconformably overlain by ii) Paleocene - Eocene aged Anamur Formation (Ulu, 1989) and iii) Hadim nappe thrust in Late Eocene - Oligocene (Turan et al., 2007) (Figure 1a-b). The Alanya Massif metamorphics have a simple stratigraphy in the region and are represented by the Sariağaç unit at the bottom and Kapıdağ nappe on the top with a tectonic contact (Figure 1b). The Sariağaç Unit which is in the paraotokton position is defined by high grade schists that have undergone metamorphism in the upper amphibolite facies. The schists, which are derived from Precambrian aged psammitic-pelitic detritals, are cut by 550 Ma aged, generally acidic aplite-pegmatite in composition and more rarely basic magmatic vein rocks. The Kapıdağ nappe, which forms a regular and thick sequence, begins with a probable Infra- Cambrian aged assemblage in the base consisting of dolomite, marble, muscovite-quartz schist and chlorite schist alternation. This assemblage is overlain with stratigraphic contact by low-grade metamorphics of Tauride units consist of quartzite, meta-carbonate and schists derived from Hüdai, Çaltepe and Seydişehir formations in Cambro-Ordovician aged. All these metamorphic units are unconformably overlain by conglomerates belonging to Late Eocene-Oligocene Anamur Formation and then Hadim nappe thrust over to all units.

There are 2 foliations called S_{s1} and S_{s2} in the schists of Sariağaç unit (Figure 3). S_{s1} foliation associated with M1 metamorphism is represented by some or all of staurolite, disthene, garnet and biotite-I (\pm muscovite-I) minerals. S_{s2} foliation, which is the product of M2 metamorphism, is defined by chlorite, biotite-II and muscovite-II minerals. There is a foliation called S_{K1} in the Kapıdağ nappe. The S_{K1} foliation represented

by chlorite, muscovite and \pm biotite minerals is the equivalent of the S_{s2} foliation defining the Barrow type metamorphism which also affected the Sariağaç unit.

The metamorphism (M1) conditions of the high grade schists of the Sariağaç unit are 7.7 ± 0.7 kbar and $670\pm 20^\circ\text{C}$. This high-grade assemblage underwent retrogression 5.1 ± 0.3 kbar and $480\pm 40^\circ\text{C}$ (M2) in conditions. The dating of this metamorphism is 75-73 Ma (Campanian) based on Ar/Ar white mica aging. The age of M1 metamorphism could not be directly determined. Zircon ages of 550.2 ± 8.2 Ma/U-Pb, which is interpreted as the age of crystallization of the primary acidic magmatics and the meta-aplites intersecting the regional foliation which is product of M1 metamorphism suggest that this metamorphism affecting the basement is probably Precambrian aged.

This data also reveals that the primary metaclastic rocks of the basement-forming metamorphic rocks are Precambrian aged. Given the paleogeographic location of the Alanya Massif and geochronological data, the M1 metamorphism may be associated with the integration process of Gondwana's Late Neoproterozoic. This high-grade basement was overprinted by the M2 metamorphism developed from the greenschist facies in the Late Cretaceous, associated with the closure of the southern part of the Neotethys ocean.

ORCID

Mete Çetinkaplan 

<https://orcid.org/0000-0002-5802-7690>

DEĞİNİLEN BELGELER

Abbo A., Avigad D., Gerdes A. ve Güngör T., 2015. Cadomian basement and Paleozoic to Triassic siliciclastic of the Taurides (Karacahisar dome, South-central Turkey): Paleogeographic

- constraints from U-Pb-Hf in zircons. *Lithos*, 227, 122-139.
- Anderson, J. L. ve Smith, D. R., 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist*, 80, 549-59.
- Aoya, M., 2001. P-T-D path of eclogite from the Sambagawa belt deduced from combination of petrological and microstructural analyses. *Journal of petrology*, 42(7), 1225-1248.
- Aoya, M., Uehara, S-İ., Matsumoto, M., Wallis, S.R. ve Enami M., 2003. Subduction stage pressure-temperature path of eclogite from the sabbagawa belt: Prophetic record for oceanic-ridge subduction. *Geological society of America*. 31 (12), 1045-1048.
- Beyarslan, M., Lin, Y.C., Bingöl, A.F. ve Chung, S.L., 2016. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin and tectonic implication of Cadomian (Ediacaran-Early Cambrian) magmatism in SE Turkey. *Journal of Asian earth Sciences*, 130, 223-238.
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C. ve Beyssac, O., 2013. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 165:723-735
- Bozkaya, Ö., 1999. Alanya Metamorfitleri doğu kesiminin (Anamur kuzeyi) mineralojisi: Kristalinite, b₀ ve politipi. 11. Mühendislik Haftası Yerbilimleri Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Isparta.
- Bozkaya, Ö., 2001. Demirtaş-Alanya yöresinde Alanya naplarının metamorfizmasına ilişkin yeni mineralojik bulgular, Orta Toroslar, Türkiye. *Yerbilimleri*, 23, 71-86.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 2004. New Mineralogic Data and Implications for the Tectonometamorphic Evolution of the Alanya Nappes, Central Tauride Belt, Turkey. *International Geology Review*, 46:4, 347-365
- Bozkaya, Ö., Gürsu, S. ve Göncüoğlu, M.C., 2006. Textural and mineralogical evidence for a Cadomian tectonothermal event in the eastern Mediterranean (Sandıklı-Afyon area, western Taurides, Turkey). *Gondwana Research* 10, 301-315.
- Bozkurt, E. ve Satır, M., 2000. The southern Menderes Massif (western Turkey): geochronology and exhumation history. *Geology*, 35, 285-296.
- Candan, O., Çetinkaplan, M., Oberhansli, R., Rimmele, G. ve Akal, C., 2005. Alpine high-pressure / Low temperature metamorphism of Afyon Zone and implication for metamorphic evolution of western Anatolia, Turkey. *Lithos*, 84, 102-124.
- Candan, O., Koralay, O. E., Akal, C., Kaya, O., Oberhansli, R., Dora, O. Ö. ve Chen, F., 2011a. Supra-Pan-African unconformity between core and cover series of the Menderes Massif/Turkey and its geological implications. *Precambrian Research*, 184, 1-23.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhansli, R., Koralay, O.E., Çetinkaplan, M., Akal, C., Satır, M., Chen, F. ve Kaya, O., 2011b. Stratigraphy of the Pan-African Basement of the Menderes Massif and the relationship with late Neoproterozoic/Cambrian evolution of the Gondwana. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 142, 25-69.
- Candan, O., Oberhansli, R., Dora, O. Ö., Çetinkaplan, M., Koralay, O. E., Rimmele, G. ve Akal, C. (2011c). Polymetamorphic evolution of the Pan-African Basement and Palaeozoic – Early tertiary cover series of the Menderes Massif. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 142, 121-165.
- Candan O., Koralay O.E., Topuz, G., Oberhansli R., Fritz, H, Collins A.S. ve Chen F., 2016. Late Neoproterozoic gabbro emplacements followed by early Cambrian eclogite-facies metamorphism in the Menderes Massif (W. Turkey): Implications on the final assembly of Gondwana. *Gondwana Research*, 34, 158-173.
- de Capitani, C. ve Brown, T.H., 1987. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochim Cosmochim Acta*, 51, 2639-2652.
- de Capitani, C. ve Petrakakis, K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95, 1006-1016
- Carswell, D.A., 1990. Eclogites and the eclogite facies: definitions and classifications. *Eclogite facies rocks*. Glasgow: Blackie, 1-3.
- Catlos, E.J. ve Çemen, I., 2005. Monazite ages and the evolution of the Menderes Massif, western Turkey. *International Journal of Earth Science*, 94, 204-217.
- Collins, A. S., 2006. Madagascar and the amalgamation of Central Gondwana. *Gondwana Research*, 9, 3-16.

- Compagnoni, R. ve Maffeo, B., 1973. Jadeite-bearing metagranites 1.s. and related rocks in Mount Mucrone area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps). *Schweizerische-Mineralogische-und-Petrographische-Mitteilungen*, 53, 355-78.
- Çetinkaplan, M., Pourteau, A., Candan, O., Koralay, O. E., Oberhänsli, R., Okay, A.I., Chen, F., Kozlu, H. ve Şengün, F., 2016. P-T-t evolution of eclogite/blueschist facies metamorphism in Alanya Massif: time and space relations with HP events in Bitlis Massif, Turkey. *International journal of Earth Science*, 105(1), 247-281.
- Dean, W.T., 2005. Trilobites from Çal tepe Formation (Cambrian), near Seydişehir, Central Taurides, Southwestern Turkey: *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14,1-71.
- Dean, W.T., 2006. Cambrian stratigraphy and trilobites of the Samur Dağ area, south of Hakkâri, southeastern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 15, 225–257.
- Dean, W.T. & Monod, O., 1970. The Lower Palaeozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir, Turkey. I. Stratigraphy. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology* 19, 413–426.
- Dean WT, Özgül N., 1994. Cambrian rocks and faunas, Hüdai area, Taurus Mountains, southwestern Turkey. *Bull Inst Roy Sci Nat Belg* 64: 5–20.
- Dean W.T., Uyeno, T.T. ve Rickards R.B., 1999. Ordovician and Silurian stratigraphy and trilobites, Taurus Mountains near Kemer, southwestern Turkey. *Geological Magazine* 136(4),373–393.
- Demirkol, C., 1988. “Türkoğlu (Kahramanmaraş) batısında yer alan Amanos Dağlarının stratigrafisi, yapısal özellikleri ve tektonik evrimi”, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 108, 18-37.
- Erdoğan, B. ve Dora, Ö., 1983. Bitlis Masifi apatitli demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu: *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, 133-144.
- Erdoğan, B., Uchman, A., Güngör, T. ve Özgül, N., 2004. Lithostratigraphy of the Lower Cambrian metaclastics and their age based on trace fossils in the Sandıklı region, southwestern Turkey. *Geobios*, 38, 346-60.
- Forbes, R. B., Evans, B. W. ve Thurston, S. P., 1984. Regional progressive high-pressure metamorphism, Seward Peninsula. Alaska. *Journal of Metamorphic Geology*, 2, 43–54.
- Fox, J. S., 1975. Three dimensional isograds from the Lukmanier Pass, Switzerland, and their tectonic significance. *Geological Magazine*, 112, 547-564.
- Fritz, H., Abdelsalam, M., Ali, K. A., Bingen, B., Collins, A.S., Fowler, A. R. ve Viola, G., 2013. Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 86, 65–106.
- Ghienne, J.F., Monod, O., Kozlu, H. ve Dean, W.T., 2010. Cambrian–Ordovician depositional sequences in the Middle East: A perspective from Turkey. *Earth-Science Reviews*, doi:10.1016/j.earscirev.2010.04.004.
- Göncüoğlu, M.C., Göncüoğlu, Y., Kozlu, H. ve Kozur, H., 2004. Geological evolution of the Taurides during the Infra-Cambrian to Carboniferous period: a Gondwanan perspective based on new biostratigraphic findings. *Geol Carpathica*, 55/6, 433-447.
- Göncüoğlu M.C. ve Kozlu, H., 2000. Early Paleozoic evolution of NW Gondwanaland: data from southern Turkey and surrounding regions. *Gondwana Research*, 3, 315-323.
- Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N., 1997. Rock units and metamorphism of the basement and Lower Paleozoic cover of the Bitlis Metamorphic Complex, SE Turkey: in: Göncüoğlu, M.C. and Derman, A.S.(Eds), *Lower Paleozoic Evolution in northwest Gondwana*, Turkish Association of Petroleum Geologists, Special. Publication,3, 75-81, Ankara
- Göncüoğlu, M.C., Turhan, N. ve Tekin, U.K., 2003. Evidence for the Triassic rifting and opening of the Neotethyan Izmir-Ankara Ocean, northern edge of the Tauride-Anatolide Platform, Turkey. *Bollettino della Società Geologica Italiana Special*, 2, 203–212.
- Graham, C.M ve Powell, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration testing and application to the Pelona schist, Southern California. *Journal of Metamorphic Geology*, 2, 13–31
- Güngör, T., 2013. Kinematics of the Central Taurides during Neotethys closure and collision, the nappes in the Sultan Mountains, Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 102 (5), 1381-1402
- Gürsu, S. ve Göncüoğlu, M.C., 2005. Batı torosların (sandıklı GB’sı, Afyon) Geç Neoproterozoyik

- ve Erken paleozoyik yaşlı birimlerin jeolojisi ve petrografisi. Maden Tetkik Arama dergisi, 130, 29-55.
- Gürsu, S. Göncüoğlu, M.C. ve Bayhan, H., 2004. Geology and geochemistry of the pre-Early Cambrian rocks in the Sandıklı area: implications for the Pan-African evolution in NW Gondwanaland Gondwana Research, 7, 923-935
- Gürsu, S., Kozlu, H., Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N., 2003. Orta Torosların batı kesimindeki temel kayaları ve Alt Paleozoyik örtülerinin korelasyonu. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 15, 129-153.
- Gürsu, S., Möller, A., Göncüoğlu, M.C., Köksal, S., Demircan, H., Toksoy Köksal, F., Kozlu, H. ve Sunal, G., 2015. Neoproterozoic continental arc volcanism at the northern edge of the Arabian Plate, SE Turkey. Precambrian Research, 258, 208-233.
- Hammarstrom, J.M. ve Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. American Mineralogist, 71, 1297-1313
- Harlow, G. E., 1994. Jadeitites, albitites and related rocks from the Matagua Fault Zone, Guatemala. J. Metam. Geol., 12, 49-68.
- Heinrich A.C., 1982. Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, central Alps. Contribution Mineralogy and Petrology, 81, 30-38.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. ve Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. American Mineralogist, 90, 316-328.
- Hetzl, R. ve Reischmann, T., 1996. Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. Geological Magazine, 133, 565-572.
- Hetzl, R., Romer, R., Candan, O. ve Passchier, C.W., 1998. Geology of the Bozdağ area, central Menderes Massif, SW Turkey: Pan - African basement and Alpine deformation. Geologische Rundschau, 87, 394-406.
- Holdaway, M. J., 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. American Mineralogist 85, 881-892
- Hoschek, G., 1969. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. Contribution Mineralogy and Petrology. 22, 208-232.
- Işık, V. ve Tekeli, O., 1995. Alanya metamorfiklerinin doğu kesiminde yer alan petrografik bulgular. Maden Tetkik Arama Dergisi, 117, 105-113
- Johnson, P. R., Andresen, A., Collins, A. S., Fowler, A. R., Fritz, H., Ghebreab, W. Ve Stern, R. J., 2011. Late Cryogenian-Ediacaran history of the Arabian-Nubian Shield: A review of depositional, plutonic, structural, and tectonic events in the closing stages of the northern East African Orogen. Journal of African Earth Sciences, 61, 167-232.
- Ketin, I., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. Maden Tetkik Arama Dergisi, 66, 20-34 (Ankara)
- Kleemann, U. ve Reinhardt, J., 1994. Garnet-biotite thermometry revisited: the effect of Al^{vi} and Ti in biotite. European Journal of Mineralogy 6, 925-941.
- Knapp, J. H. ve Heizler M. T., 1990. Thermal history of crystalline nappes of the Maria fold and thrust belt, West Central Arizona. Journal of Geophysical Research 95, 20049-20073.
- Kohn, M.J. ve Spear, F.S., 1989. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. American Mineralogist, 74, 77-84.
- Koralay, O.E., 2015. Late Neoproterozoic granulite facies metamorphism in the Menderes Massif, western Anatolia/Turkey: Implication for the assembly of Gondwana. Geodinamica Acta, 27 (4), 244-266.
- Koralay, O.E., Candan, O., Akal, C., Dora, O.Ö., Chen, F., Satır, M. ve Oberhänsli, R., 2011. Geology and geochronology of the Pan-African and Triassic metagranitoids in the Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. Bulletin of the Mineral Research and Exploration 142, 69-121.
- Kozlu, H., 1990. Tufanbeyli – Sarız – Gürün dolayının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. T.P.A.O. Rep. No:2851, 138s.
- Kozlu, H. ve Göncüoğlu, M.C., 1997. Stratigraphy of the Infra-Cambrian rock-units in the Eastern Taurides and their correlation with similar units in southern Anatolia. In: Göncüoğlu, M.C., Derman, A.S. (Eds.), Early Palaeozoic Evolution in NW Gondwana: Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publication, 3, 50-60.

- Kozlu, H., Göncüoğlu, M.C., Sarmiento, G. ve Gül, M.A., 2002. Mid-Ordovician (Late Darriwilian) conodonts from the Southern-Central Taurides, Turkey: geological implications. *Turkish Journal of Earth Sciences* 11, 113–126.
- Krogh Ravna, E., 2000. The garnet–clinopyroxene Fe–Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 211–219
- Kroner, A. ve Şengör, A. M. C., 1990. Archean and Proterozoic ancestry in late Precambrian to early Paleozoic crustal elements of southern Turkey as revealed by single-zircon dating. *Geology*, 18(11), 86–90.
- Kryza, R., Muszynski, A. ve Vielzeuf, D., 1990. Glaucofane-bearing assemblage overprinted by greenschist facies metamorphism in the variscan Kaczawa complex, Sudetes, Poland. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 345-355.
- Lang, H.M. ve Gilotti, J.A., 2001. Plagioclase replacement textures in partially eclogitised gabbros from the Sanddal mafic-ultramafic complex, Greenland Celadonites. *Journal of Metamorphic Geology*. 19, 497-517.
- Leake, BA., Woolley, AR., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. ve Youzmi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623–651.
- Loos, S. ve Reischmann, T., 1999. The evolution of the southern Menderes Massif in SW Turkey as revealed by zircon dating. *Journal of the Geological Society*, 156, 1021–1030.
- Maruyama, S., Cho, M. ve Liou, J.G., 1986. Experimental investigation of blueschist-greenschist transition equilibria: pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles – A new geobarometer. *Geological Society of America Memoir* 164, *Blueschist and Eclogites*, 1, 1-16.
- Massonne, H.J., 2012. Formation of Amphibole and Clinzoisite–Epidote in Eclogite owing to Fluid Infiltration during Exhumation in a Subduction Channel. *Journal of Petrology*, 53(10), 1969-1998.
- Massonne, H.J. ve Schreyer, W., 1989. Stability field of high-pressure assemblage talc + phengite and two new phengite barometers. *European Journal of Mineralogy*, 1, 391-410.
- McLellan, E., 1985. Metamorphic reactions in the Kyanite and Sillimanite zones of Barrovian type area. *Journal of Petrology*, Vol 26, part 4, pp. 789-818.
- McDougall, I. ve Harrison, T.M., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method*. Oxford University Press, New York. 324s.
- Meinhold, G., 2010. Rutile and its applications in earth sciences. *Earth science reviews*, 102, 1-28.
- Monod, O., 1977. *Recherches géologiques dans le Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie)*. These de l'Université de Paris-Sud (Orsay), 442 p.
- Monod, O., Kozlu, H., Ghienne, J.F., Dean, W.T., Günay, Y., Le, Herisse, A., Paris, F. ve Robardet, M., 2003. Late Ordovician glaciation in southern Turkey. *Terra Nova*, 15, 249-257.
- Möller C., 1998. Decompressed eclogites in the Sveconorwegian (Grenvillian) orogen of SW Sweden: petrography and tectonic implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 641-656.
- Newton, R.C. ve Haselton, H.T., 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. In R C Newton, A Navrotsky, and B.J Wood, Eds, *Advances in physical geochemistry*, sayı 1, s 131-147 Springer-Verlag, New York
- Okay A.I., 1989. An exotic eclogite/blueschist slice in a Barrovian style metamorphic terrain, Alanya Nappes, Southern Turkey. *Journal of Petrology*, 30(1), 107–132
- Okay, A.I., 1997. Jadeite-K-feldspar rocks and jadeitites from northwest Turkey. *Mineralogical Magazine*, 61, 835-843.
- Okay, A.I., 2002. Jadeite–chloritoid–glaucofane–lawsonite schists from northwest Turkey: unusually high P/T ratios in continental crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 757–768.
- Okay, A.I. ve Özgül, N., 1984. HP/LT metamorphism and structure of the Alanya Massif, Southern Turkey: an allochthonous composite tectonic sheet. In: Robertson AHF, Dixon TE (ed) *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society London Special Publication, 14, 429–439.

- Okay, A.I. ve Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand B, Jolivet L, Horváth F, Séranne M (eds) The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geological Society London Special Publication, 156, 475–515.
- Okay, A.I, Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyuz, S., 1996. Pale- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In: Yin A, Harrison M (eds) Tectonics of Asia. Cambridge University Press, Cambridge, 520s.
- Okay, A.I, Satır, M. ve Siebel, W., 2006. Pre-alpide orogenic events in the Eastern Mediterranean region. European lithosphere dynamics. Geological Society London Memoirs 32, 389–405.
- Okay, A., Tansel, I. ve Tüysüz, O., 2001. Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous–Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. Geological Magazine, 138 (2), 117–142.
- Özgül, N., 1976. Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni 19, 65–78.
- Özgül, N., 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. International symposium on the geology of the Taurus Belt. Tekeli O, Göncüoğlu M.C. (ed), Ankara-Turkey, 77–90.
- Özgül, N., 1997. Bozkır-Hadim-Taşkent (Orta Toroslar'ın Kuzey Kesimi) Dolaylarında Yer Alan Tektono – Stratigrafik Birliklerin Stratigrafisi. Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi, 119, 117–174.
- Özgül, N. ve Gedik, İ., 1973. Orta Toroslar- da Alt Paleozoyik yagta Çaltepe Kireç- taşı ve Seydişehir Formasyonu'nun stratigrafisi ve konodont faunası hakkında yeni bilgiler. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 16(2), 39-52.
- Özgül, N. ve Kozlu, H., 1992. Kozan-Feke-Mansurlu arasının jeolojisi. T.P.A.O. Rep. No:3380, 127s.
- Özgül, N. ve Kozlu, H., 2002. Kozan-Feke (Doğu Toroslar) Yöresinin Stratigrafisi ve Yapısal Konumu ile İlgili Bulgular. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 14(1),1-36.
- Özgül, N., Metin, S. ve Dean, W. T., 1972. Doğu Toroslar'da Tufanbeyli ilçesi (Adana) dolayının Alt Paleozoyik stratigrafisi ve faunası; Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi, 79, 9-17.
- Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoglan, F. ve Höck, V., 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey. Tectonophysics 473, 173–187.
- Patrick, B. E. ve Evans, B. W., 1989. Metamorphic evolution of the Seward Peninsula blueschist terrane. Journal of Petrology, 30, 531–555.
- Perchuk, L.L., 2004. Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology: A Memorial Volume in Honour of D.S. Korzhinskiy. Ed. L.L. Perchuk. Cambridge University Press, 520 p.
- Pognante, U., 1985. Coronitic reactions and ductile shear zones in eclogitized ophiolite metagabbro, western Alps, north Italy. Chemical Geology, 50, 99–109.
- Pourteau, A., Sudo, O., Candan, O., Lanari, P., Vidal, O. ve Oberhansli, R., 2013. Neotethys closure history of Anatolia: insights from ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology and P–T estimation in high-pressure metasedimentary rocks. Journal of Metamorphic Geology. 31(6), 585-606.
- Proyer, A., 2003. The preservation of high-pressure rocks during exhumation: metagranites and metapelites. Lithos 70, 183–194.
- Rubie, D.C., 1986. The catalysis of mineral reactions by water and restrictions on the presence of aqueous fluid during metamorphism. Mineralogical Magazine, 50, 399-415.
- Rolland, Y., Billo, S., Corsini, M., Sosson, M. ve Galoyan, G., 2009. Blueschists of the Amassia–Stepanavan Suture Zone (Armenia): linking Tethys subduction history from E-Turkey to W-Iran. International Journal of Earth Science 98, 533–550
- Satır, M., Friedrichsen, H., 1986. The origin and evolution of the Menderes Massif, W Turkey: a rubidium/strontium and oxygen isotope study. Geologische Rundschau. 75, 703–714.
- Schmidt, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contribution Mineralogy and Petrography, 110, 304-310.
- Schmidt, A., Pourteau, A., Candan O. ve Oberhansli R., 2015. Lu–Hf geochronology on cm-sized garnets using microsampling: New constraints on garnet growth rates and duration of metamorphism

- during continental collision (Menderes Massif, Turkey). *Earth and Planetary Science Letters*, 432, 24-35.
- Sisson, V. B., Ertan, I. E. ve Lallemand, H. G., 1997. High pressure (2000 MPa) kyanite- and glaucophane-bearing pelitic schist and eclogite from Cordillera de la Costa Belt, Venezuela. *Journal of Petrology*, 38, 65–83.
- Snee, L.W., Sutter, J.F. ve Kelly, W.C., 1988. Thermochronology of economic mineral deposits—Dating the stages of mineralization at Panasqueira, Portugal, by high-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectrum techniques on muscovite: *Economic Geology*, 83, 335–354.
- Spear, F.S., 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 799pp
- Şenel, M., Gedik, I., Dalkılıç, N., Serdaroğlu, M., Bilgin, A.Z., Uğuz, M.F., Bölükbaşı, A.S., Korucu, M. ve Özgül, N., 1996. Isparta bölümlü doğusunda otokton ve allohton birimlerin stratigrafisi (Batı Toroslar). *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi*, 118, 111 -160.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. S. ve Karoğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle KT, Christie-Blick N (eds), *Strike-slip deformation, Basin formation and sedimentation*. Society Economic Mineral Paleontology and Mineralogy Special Publication, 37, 227–264
- 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 Ketin, I., 1980 Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in the northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys. *Geological Society American Bulletin*, 91(1), 599–609.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. Ve Sungurlu, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F.(Eds.), Geological Society, London, Special Publications 17, 77–112.
- Tsujimori T., 2010. Prograde and retrograde P-T paths of the late paleozoic glaucophane eclogite from the Renge metamorphic belt, Hida Mountains, Southwestern Japan. *International Geology Review*, 44(9), 797-818.
- Tsujimori, T. ve Ernst W.G., 2014. Lawsonite blueschist and lawsonite eclogites as proxies for paleo-subduction zone processes: a review. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(5), 437-454.
- Tsujimori, T. ve Liou, J.G., 2007. Significance of the Ca-Na pyroxene-lawsonite-chlorite assemblage in blueschist-facies metabasalts: An example from the Renge metamorphic rocks, southwest Japan. *International Geology Review* 49 (5), 416-430
- Tuccillo, M.E., Essene, E.J. ve van der Pluijm, B.A., 1990. Growth and retrograde zoning in garnets from high-grade metapelites: implications for pressure-temperature paths. *Geology*, 18, 839-843.
- Turan, A., 2000. Korualan Bağbaşı (Hadim-Konya) arasındaki bölgenin yapısal özellikleri; *Dokuz Eylül Üniversitesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, 2(3), 51-60.
- Turan, A., Kurtman, F. ve Seymen, İ., 2007 Toroslarda Hadim bölgesinin paleotektonik dönem jeolojik evrimi. *Selçuk Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi*, 23, 1-2.
- Ulu, Ü., 1989. Gazipaşa (Antalya ili) bölgesinin jeolojisi Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enst., 209s (Yayınlanmamış).
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Collins, A.S. ve Robertson, A.H.F., 2009. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473, 99–112.
- Yalçın, N., 1980. Amanosların Litolojik Karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun Tektonik Evrimindeki Anlamı. *Türkiye Jeoloji Kurumu*, 23, 21-30
- Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Bulletin Geological Society of America*, 105, 252–271.



TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ YAZIM KURALLARI

Yazıların Hazırlanması

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ'nin yayın dili Türkçe ve İngilizce'dir. Türkçe makalelerde "Extended Summary", İngilizce makalelerde ise "Genişletilmiş Özet" verilmelidir. Yazarların ana dillerinin Türkçe olmaması durumunda, yazıların başlığı ve özeti ile çizelge ve şekillerin başlıkları Editörlükçe Türkçe'ye çevrilir. Ana dili İngilizce olmayan yazarlara, yazılarını Editörlüğe göndermeden önce, gramer ve üslup açısından, ana dili İngilizce olan bir kişiden katkı almaları özellikle önerilir. Hazırlanan makaleler orijinal ve daha önce basılmamış araştırma, yorum ya da her ikisine ait sentezi içermeli, veya teknik not niteliğinde olmalıdır. Yazının gönderilmesi, daha önce basılmamış veya başka bir yerde incelemede olmadığını gösterir.

Makale Sunum Süreci ve Etik Bildirimi

Tüm makaleler internet üzerinden <http://tjb.jmo.org.tr> adresindeki JMO dergileri için hazırlanmış çevrimiçi sistem aracılığıyla Türkiye Jeoloji Bülteni'ne elektronik ortamda gönderilmelidir. Bunun için önce OMYS sistemine üye olmalısınız. Türkiye Jeoloji Bülteni yazarlardan sayfa ücreti talep etmemektedir. Dergiye sunulan makaleler, daha önce yayınlanmadığı ve başka yerde yayınlanmak üzere gönderilmediği varsayılarak değerlendirme için kabul edilir. Yazarlar, makalenin ana içeriğinin daha önce yayınlanmadığını ve başka bir dergide yayınlanmak üzere gönderilmediğini onaylamalıdır. <http://dergipark.gov.tr/tjb> veya www.jmo.org.tr adresinde bulunan telif hakkı devir formu, tüm yazarlar adına ilgili yazar tarafından imzalanmalı ve makale dosyalarıyla birlikte gönderilmelidir. Bir makale sunulduktan sonra, başka yazar eklenmesi veya çıkarılması veya yazarların değiştirilmesi mümkün değildir. Makaleler, yazım kurallarına uymuyorsa ya da dergi kapsamı dışındaysa, dergi editörü tarafından hakem değerlendirmesi yapılmaksızın reddedilebilir. Bir makale yayın için kabul edildikten sonra, diğer bir deyişle, hakem tarafından önerilen düzeltmeler tamamlandıktan ve editör tarafından kabul edildikten sonra, yazara makalede değişiklik yapma izni verilmez. Makale yayınlanmadan önce, yazarlara düzeltmeler için prova baskı gönderilir. Başkasının fikir veya sözcüklerinin orijinal biçiminde kullanılması veya uygun bir atıf yapılmaksızın değiştirilmesi, intihal olarak kabul edilir ve tolere edilemez.

Yazılar aşağıda verilen düzen çerçevesinde hazırlanmalıdır.

- Başlık (Türkçe ve İngilizce)
- Yazar Adları (koyu ve baş harfleri büyük harfle) ve adresleri (italik ve küçük harfle) ile başvurulacak yazarın E-posta adresi
- Öz (Türkçe ve İngilizce)
- Anahtar Kelimeler (Türkçe ve İngilizce)
- Giriş (amaç, kapsam ve yöntem)
- Ana metin (kullanılan yöntemler, çalışılan malzemeler, tanımlamalar, analizler vd.)

- (g) Tartışma ve Sonuçlar veya Tartışma Önerileri
- (h) Extended Summary / Genişletilmiş Özet
- (i) Katkı Belirtme
- (j) Kaynaklar
- (k) Çizelgeler
- (l) Şekiller Dizini
- (m) Şekiller
- (n) Levhalar (var ise)

Metinde kullanılan değişik türde başlıklar farklı şekillerde ve tüm başlıklar sayfanın sol kenarında verilmelidir. Ana başlıklar büyük harflerle ve koyu yazılmalıdır. İkinci derece başlıklar alt başlık olarak değerlendirilmeli ve birinci ve ikinci derece alt başlıklar küçük harfle (birinci derece alt başlıklarda her kelimenin ilk harfi büyük) ve koyu, üçüncü derece alt başlıklar ise italik olmalıdır. Başlıkların önüne numara veya harf konulmamalıdır. Yazılar (öz, metin, katkı belirtme, kaynaklar, ekler ve şekiller dizini) A4 (29.7 cmX21 cm) boyutundaki sayfaların bir yüzüne, kenarlardan en az 2.5 cm boşluk bırakılarak, 1.5 cm aralıkla ve 12 puntuyla (Times New Roman) yazılmalı, ayrıca tüm sayfalara numara verilmelidir.

Başlıklar şu şekilde olmalıdır:

ÖZ

ABSTRACT

GİRİŞ

ANA BAŞLIK

Birinci Derece Alt Başlık

İkinci derece alt başlık

Üçüncü derece alt başlık

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

KATKI BELİRTME

KAYNAKLAR

Kapak Sayfası

Yazıdan ayrı olarak sunulacak kapak sayfasında aşağıdaki bilgiler yer almalıdır:

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

Başlık ve Yazarlar

Yazının başlığı, çalışmanın içeriğini anlaşılır şekilde yansıtmalıdır. Eğer yazı Türkçe hazırlanmışsa, Türkçe başlığı (koyu ve kelimelerin ilk harfleri büyük harf olacak şekilde) İngilizce başlık (italik ve kelimelerin ilk harfleri büyük olacak şekilde) izlemelidir. İngilizce hazırlanmış yazılarda ise, İngilizce başlık Türkçe başlıktan önce ve yukarıda belirtilen yazım kurallarına göre verilmelidir. Makaledeki yazarlar orcid.org web adresinden edinecekleri Orcid kimliklerini makale ile birlikte sunmalıdır.

Yazarlara ilişkin bilgi ise aşağıdaki örneklere uygun olarak verilmelidir.

Ahmet Ahmetoğlu

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

A. Hüsnu Hüsnuoğlu

MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etütler Dairesi, 06520 Ankara
(e-posta: husnu56@mta.gov.tr)

ÖZ

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

Anahtar Kelimeler

Öz ve Abstract’ın altında en az 2-7 kelimeyi aşmayacak şekilde ve yazının konusunu yansıtan anahtar kelimeler Türkçe ve İngilizce olarak verilmelidir. Anahtar kelimeler, alfabetik sırayla küçük harfle (ilk anahtar kelimenin ilk harfi büyük) yazılmalı ve aralarına virgül konmalıdır. Teknik Not ve Tartışma türü yazılarda anahtar kelimelerin verilmesine gerek yoktur.

EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Genişletilmiş özet 2500 kelimeyi geçmemelidir. Ancak makalenin öz/abstract kısmından daha geniş hacimli olmalıdır. Genişletilmiş özet kısmında yeni bir şekil ve çizelge verilmemelidir. Ancak makalede kullanılan şekil ve çizelgelere bu kısımda atıf yapılabilir. Aynı şekilde, makale içinde atıf yapılan kaynaklara da gerektiğinde bu kısımda atıf yapılmalıdır.

KATKI BELİRTME

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

DEĞİNİLECEK BELGELER

Aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır.

(a) *Sürelî yayımlar:*

Hoek, E. Ve David, M., 1990. Estimating Mohr – Coulomb friction and cohesion values from Hoek – Brown failure criterion. International Journal of Rock Mechanics, 27 (3) 220-229.

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Bildirinin başlığı. Sürelî yayının adı (kısaltılmamış), Cilt No. (Sayı No.), sayfa no.

(b) *Bildiriler:*

Ünal, E., Özkan, İ. Ve Ulusay, R., 1992. Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. ISRM Symposium: Eurock’92 – Rock Characterization, Chester, UK., 14-17 September 1992, J. A. Hudson (ed.), British Geotechnical Society, London, 330-335.

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Bildirinin başlığı. Sempozyum veya Kongrenin Adı, Editör(ler) varsa, Basımevi, Cilt/Sayı No. (birden fazla ciltten oluşuyorsa) Düzenlendiği Yerin Adı, sayfa no.

(c) *Kitaplar:*

Goodman, R.E., 1998. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley and Sons, New York, 562 s.

Ketin, İ. Ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, Sayı 869, 520 s.

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Kitabın adı (ilk harfleri Büyük) yayınevi, Basıldığı Şehrin Adı, sayfa sayısı.

(d) Raporlar ve Tezler:

Demirok, Y., 1978. Muğla-Yatağan linyit sahaları jeoloji rezerv ön raporu. MTA Derleme No: 6234, 17 s. (yayımlanmamış)

Sönmez, H., 1996. TKİ. ELİ Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütlesi içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 99 s (yayımlanmamış).

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Raporun veya tezin başlığı. Kuruluşun veya Üniversitenin Adı, Arşiv No. (varsa) sayfa sayısı (yayımlanıp yayımlanmadığı)

(e) Kişisel Görüşme:

Sözbilir, H., 2005. Personal communication. Geological Engineering Departmen of Dokuz Eylül University, İzmir, Turkey.

(f) İnternette İndirilen Bilgiler:

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

Kurumun adı, Tarih. Web adresi, web adresine girildiği tarih.

Türkçe kaynaklar doğrudan Türkçe olarak verilmeli ve Türkçe karakterlerle yazılmalıdır.

Eşitlikler ve Formüller:

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

Burada; makaslama dayanımı, c kohezyon, normal gerilme ve içsel sürtünme açısıdır". Eşitliklerde kullanılan alt ve üst indisler belirgin şekilde ve daha küçük karakterle yazılmalıdır (örneğin; Id, x2). Karekök işareti yerine parantezle birlikte üst indis olarak 0.5 kullanılmalıdır (örneğin; c_{mass}=s0.5). Çarpım işlemini göstermek için herhangi bir işaret kullanılmamalı, ancak gerekli durumlarda "*" işareti tercih edilmelidir (örneğin; y=5*10⁻³). Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine "/" işareti kullanılmalıdır. Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla Ca⁺⁺ ve CO₃—yerine Ca²⁺ ve CO₃²⁻ tercih edilmelidir. Metinde eşitliklere "eşitlik (1)" şeklinde atıfta bulunulmalıdır. Gerekliyse, bilgisayar programı listeleri de net ve okunur şekilde ekte verilmelidir.

Çizelgeler

Çizelgeler, başlıklarıyla birlikte, Dergi'nin sayfalarındaki baskı alanını (15.8 x 22.5) aşmayacak şekilde hazırlanmalı ve birbirini izleyen sıra numaralarıyla verilmelidir. Çizelgelerin üst kısımlarında hem Türkçe, hem de İngilizce başlıkları bulunmalıdır (Çizelge başlıkları ayrı bir sayfada liste halinde verilmemelidir.). Makalenin Türkçe yazılması halinde İngilizce başlık italik harflerle Türkçe başlığın altında yer almalı,

İngilizce makalelerde ise, italik yazılmış Türkçe başlık İngilizce başlıktan sonra verilmelidir. Çizelgeler, “Çizelge 1” vb. şeklinde sunulmalıdır. Metinde çizelgelere Çizelge 1 veya Çizelge 1 ve 2 (eğer birden fazla sayıda çizelgeye atıfta bulunulacaksa) şeklinde değinilmelidir. Çizelgeler, metinde kullanılan karakterlerden daha küçük (10 veya 11 punto) karakterle yazılmalı ve Dergi'nin tek (7.3 cm-Genişlik) veya çift (15.8 cm-Genişlik) kolonuna sığacak şekilde düzenlenmelidir. Çizelgelerde düşey çizgiler kullanılmamalı, yatay çizgiler ise sadece çizelgenin alt ve üstünde, ayrıca çizelgedeki başlıklar ile bunların altında listelenen rakamları ayırmak için kullanılmalıdır (Bunun için Dergi'nin önceki sayılarına bakılması önerilir). Çizelgelerde makalenin diğer kısımlarında verilen bilgi veya sonuçların (örneğin grafikler vb.) tekrar verilmemesine özen gösterilmelidir. Her çizelge ayrı sayfalara bastırılarak metnin sonunda (Kaynaklar dizininden sonra) sunulmalıdır. Çizelgelerdeki kısaltma ve simgeler daha küçük karakterlerle çizelgenin altında verilmelidir (örneğin: c:tek eksenli sıkışma dayanımı vd.).

Şekiller

Çizim, grafik ve fotoğraf gibi tüm şekiller yüksek kalitede basılmış olarak “Şekil” başlığı altında ve metin içinde anıldıkları sırayla numaralandırılarak verilmelidir. Şekil numaraları sayfanın sağ üst köşesine yazılmalı, ayrıca şekiller küçültülüp büyütülebilecek halde sunulmalıdır. Şekil açıklamaları; şekillerin altına yazılmamalı ve ayrı bir sayfaya yazılarak “Şekiller Dizini” başlığıyla verilmeli, ayrıca “Şekil 1” olarak başlamalıdır. Çizelgeler için yukarıda belirtilen yazım kurallarına benzer şekilde, şekil başlıkları hem Türkçe, hem de İngilizce hazırlanmalıdır. Ayrı sayfalara bastırılmış olan şekiller, çizelgelerden sonra sunulmalıdır. Şekiller için en büyük boyut, şekil başlığını da içerecek biçimde 15.8 cm (Genişlik) x 22.5 cm (uzunluk) olmalıdır. Tüm şekillerin Dergi'nin tek veya çift kolonuna sığacak boyutlarda hazırlanması ve mümkünse daha çok tek kolona göre tasarlanması önerilir. Özellikle haritalar, arazi ile ilgili çizimler ve fotoğraflar, sayısal ölçek (1:25000 vb.) yerine, metrik sisteme uygun çubuk ölçekle verilmelidir. Tüm haritalarda kuzey yönü gösterilmelidir. Bölgesel haritalarda, uygun olduğu takdirde, ulusal grid veya enlem/boylam değerleri verilmelidir. Harita açıklamaları, şekil başlığıyla birlikte değil, şeklin üzerinde yer almalıdır. Fotoğraflar, çizimler veya bunların birlikteliğinden oluşan şekiller (a), (b) vb. gibi gruplar halinde verilebilir. Bu tür sunumlarda (örneğin; Şekil 5a ve 5b) a,b,c vb. gibi tek bir şekle ait çizimler veya fotoğraflar, ayrı sayfalarda basılması yerine, gruplandırılarak aynı sayfada sunulmalıdır. Şekillerde açık gölge ve tonlarından kaçınılmalı, özellikle bilgisayar programlarından elde edilen grafiklerde bu hususa dikkat edilmelidir. Gölgeleme belirgin, fotoğraflar siyah-beyaz ve iyi bir kontrasta sahip olmalıdır. Tüm şekiller, Şekil 1 veya Şekil 1 ve 2 (birden fazla şekle değiniliyorsa) gibi ve metinde anıldıkları sırayla numaralandırılmalıdır. Bir dizi fosil fotoğraflarını içeren şekiller levha olarak değerlendirilmelidir. Levha sayısı mümkün olduğunca az tutulmalıdır. Levhalara ilişkin açıklamalar, hem Türkçe hem de İngilizce olarak aynı sayfada verilmelidir.

MAKALELERİN EDITÖRLÜĞE GÖNDERİLMESİ

Makaleler yazım kurallarına uygun şekilde hazırlandıktan sonra tjb.jmo.org.tr veya DergiPark Akademik (dergipark.gov.tr/tjb) adresi üzerinden elektronik olarak sisteme yüklenmelidir.

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ EDITÖRÜ

Prof. Dr. Orhan TATAR

Tel: 0 346 219 10 10/1548

e-posta: orhantatar@gmail.com

YAYIMA KABUL EDİLEN MAKALELERİN SUNUMU

Yazarlar, makalelerinin yayıma kabulü halinde, makalenin düzeltilmiş son kopyasını orijinal çıktısıyla birlikte CD'ye de kopyalayarak (metin, çizelgeler ve tablolar) Editör'e göndermelidir. Levhalar iyi kalitede basılmış olarak gönderilmelidir. Metin, çizelgeler ve şekiller elektronik ortamda (internet aracılığıyla) gönderilmemelidir. Makaleler WORD ile hazırlanmalıdır. Diskin üzerinde yazarların adları, kullanılan yazım programının adı ve versiyonu, makalenin başlığı ve dosyanın adı belirtilmelidir. Levhalar hariç, tüm şekiller Corel Draw ile hazırlanmalıdır. Bununla birlikte, şekillerin 300 DPI'den az olmamak koşuluyla JPG dosyaları da gönderilmelidir.

PROVA BASKILAR

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

AYRI BASKILAR

Makalenin onbeş ayrı baskısı, makalenin basıldığı sayı ile birlikte ücretsiz olarak Başvurulacak Yazar'a gönderilir. İlave ayrı baskı talep edilmemelidir.

TELİF HAKLARI

Yazar veya (Başvurulacak Yazar (birden fazla yazarlı makalelerde), kendisi ve diğer yazarlar adına "Telif Hakkı Devir Formu"nu makalenin baskıya verilmesinden önce imzalamalıdır. Bu sözleşme, Jeoloji Mühendisleri Odası'na yazarlar adına telif hakkı alınmış yayınlarını koruma olanağı sağlamakla birlikte, yazarların makalenin sahibi olma haklarından vazgeçtiği anlamına gelmemektedir. Telif Hakkı Devir Formu, en kısa sürede Editör'e gönderilmelidir. Bu form Editör'e ulaştırılıncaya değin, makale yayına kabul edilmiş olsa bile, baskıya gönderilmez.



GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

Preparation of Manuscripts

The language of the GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY is both Turkish and English. For manuscripts submitted in English “Genişletilmiş Özet”, for manuscripts submitted in Turkish “Extended Summary” should be given. If the author(s) are residents of a non-Turkish speaking country, titles, abstracts and captions of figures and tables are translated into Turkish by the Editors. It is strongly recommended that authors whose native language is not English, should ask a person whose native language is English to check the grammar and style of manuscript before submission. Paper should be original and comprise previously unpublished research, interpretations, or synthesis of two, or technical notes. Submission implies that the manuscript is not currently under consideration for publication elsewhere.

Submission Process and Ethical Statement

All manuscripts must be submitted electronically via the Internet to the Geological Bulletin of Turkey through the online system for JMO journals at <http://tjb.jmo.org.tr>. There are no page charges. Papers are accepted for publication on the understanding that they have not been published and are not going to be considered for publication elsewhere. Authors should certify that neither the manuscript nor its main contents have already been published or submitted for publication in another journal. The copyright release form, which can be found at <http://dergipark.gov.tr/tjb>, or www.jmo.org.tr must be signed by the corresponding author on behalf of all authors and must accompany all papers submitted. After a manuscript has been submitted, it is not possible for authors to be added or removed or for the order of authors to be changed. Manuscripts may be rejected without peer review by the editor-in-chief if they do not comply with the instructions for authors or if they are beyond the scope of the journal. After a manuscript has been accepted for publication, i.e. after referee-recommended revisions are complete, the author will not be permitted to make changes that constitute departures from the manuscript that was accepted by the editor. Before publication, the galley proofs are always sent to the authors for corrections. The use of someone else’s ideas or words in their original form or changed without a proper citation is considered plagiarism and will not be tolerated.

Manuscripts should generally be structured as follows:

- (a) Title (English and Turkish)
- (b) Names of authors (bold and in capital), their affiliations (italic and lower-case) and the name and e-mail address of the corresponding author.
- (c) Abstract (English and Turkish)
- (d) Key words (English and Turkish)
- (e) Introduction (aim, content and methodology)

- (f) Main text (methods, material studied, descriptions, analyses etc.)
- (g) Results and Discussion or Conclusions and Recommendations
- (h) Extended Summary / Genişletilmiş Özet
- (i) Acknowledgements (if necessary)
- (j) References
- (k) Tables
- (l) List of figure captions
- (m) Figures
- (n) Plates (if any)

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

Examples for headings:

ABSTRACT
INTRODUCTION
PRIMARY HEADING
Primary Sub-Heading
Secondary Sub-Heading
Tertiary Sub-Heading
CONCLUSIONS
EXTENDED SUMMARY
ANCKNOWLEDGEMENTS
REFERENCES

Cover Page

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

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

Title and Authors

The title of the paper should unambiguously reflect its content. If the paper is written in Turkish, the Turkish title (in bold-face type and first letter of the words capital) should be followed by the English title (italic and first letter of the words capital). If the paper is in English, the English title should appear before the Turkish title in the style mentioned above. Authors should provide their Orcid ID which can be obtained from orcid.org website.

The information related with authors should be given as follow:

Ahmet Ahmetoğlu	Ankara University, Engineering Faculty, Geological Engineering Department Tandoğan 06100 Ankara
A.Hüsnü Hüsnüoğlu	MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etüdler Dairesi, 06520 Ankara (e-posta: husnu56@mta.gov.tr)

Abstract

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

Keywords

The abstract should include minimum 2, and not more than 7 key words which reflect the entries the authors would like to see in an index. Key words should be given in both Turkish and English. Key words should be written in lower-case letters, separated by commas, and given in alphabetical order. For Technical Notes and Discussions, key words should not be provided.

EXTENDED SUMMARY / GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

The extended abstract should not exceed 2500 words. But it must be more bulky than abstract. The new figure or table should not be given. But reference can be given to figures and tables present in main text.

ACKNOWLEDGEMENTS

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

REFERENCES

All references cited in the text, and in captions of figures and tables should be presented in a list of references under a heading of "REFERENCES" following the text of the manuscript.

Examples of layout of references

(a) Journals:

Hoek, E. and David, M., 1990. Estimating Mohr-Coulomb friction and cohesion values from Hoek-Brown failure criterion. *International Journal of Rock Mechanics*, 27(3), 220-229.
Author(s), Date. Title of paper. Full Name of Journal, Vol.(No), pages.

(b) Proceedings and Abstracts:

Ünal, E., Özkan, İ. ve Ulusay, R., 1992. Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. *ISRM Symposium: Eurock'92-Rock Characterization*, Chester, U.K., 14-17 September 1992, J.A.Hudson (ed.), British Geotechnical Society, London, 330-335.
Author(s), Date. Title of paper. Title of Symposium or Congress, Name of Editor(s), Name and Location of Publisher, Vol. (if any), pages

(c) Books:

Goodman, R.E., 1988. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley and Sons, New York.
Ketin, İ. ve Camitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, Sayı:849.
Author(s), Date. Name of Book. Name and Location of Publisher

(d) Unpublished Reports and Thesis:

Demirok, Y., 1978. Muğla-Yatağan linyit sahaları jeoloji ve rezerv ön raporu. MTA Derleme No:6234. (yayınlanmamış). [Author(s), Date. Title of report. Name of Organization, Report No., Name of City (unpublished).]
Sönmez, H., 1996. T.K.İ.-E.L.İ. Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütlesi içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 99 s (yayınlanmamış).
Author, Date. Title of thesis. Type of Thesis (MSc or PhD), Name of University or Institution, City, Country (unpublished).

(e) Personal Communications:

Sözbilir, H., 2005. Personal communication. Geological Engineering Department of Dokuz Eylül University, İzmir, Turkey.

(f) Information Downloaded from the Internet

ERD (Earthquake Research Department of Turkey), 2005. <http://www.gov.tr>, 3 April 2005.
[Name of the Organization, Date. Web address, date of access to website.]
Turkish references can also be given directly in Turkish. For such references please use Turkish characters.

Mathematical Expressions

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

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

Tables

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

Illustrations

All illustrations, whether diagrams, charts and photographs, should be of high quality, referred to as "Figures" and be numbered consecutively as they appear in the text. They must be originals. The number of the figure should be given at top on the right-hand side of the paper. Illustrations should be provided in camera-ready form, suitable for reproduction (which may include reduction) without retouching. Figure captions should be supplied on a separate sheet and should begin "Figure 1." etc. As with the rules given for tables, figure captions should also be given both in Turkish and English. All illustrations should be given with a list of figure captions. The maximum printed size of illustrations is 15.8 cm (wide) x 22.5 cm (deep) together with figure captions. It is recommended that all illustrations should be designed with the Journal's single-column or two-column layout in mind, and where possible, illustrations should be designed for a single column. Illustrations, particularly maps, field sketches and photographs should have a metric bar scale rather than magnification factors. All maps should have a north mark. Regional maps may include National Grid or latitude/longitude number where appropriate. Map keys should be given on the figure, not in the figure caption.

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

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

SUBMISSION OF MANUSCRIPTS

Papers should be submitted electronically through web site tjb.jmo.org.tr or DergiPark Academics (dergipark.gov.tr/tjb)

EDITOR

Prof. Dr. Orhan TATAR

Phone : 0346-219 1010 / 1548

e-mail : orhantatar@gmail.com

SUBMITTING ARTICLES ADMITTED TO PUBLICATION

In cases where authors' articles are admitted to publication, authors should copy on CD and send revised final copies of their articles including original printouts (texts, charts and tables) to Editor. Sheets should be printed of high quality. Texts, charts and illustrations should not be sent electronically (via internet). Articles should be issued in WORD. Authors' names, name and version of software program used, title of article and file name should be indicated on disk. All images, except for sheets, should be issued in Corel Draw. Besides, images should be sent in JPG format files provided to be not less than 300 DPI.

PROOFING

Proofing of articles are sent to Reference Author to check for typographical errors and misspelling. Revisions in proofing are limited to misspelling and any amendments and revisions by authors that may alter article in a way different than its final version are not acceptable. Proofing should be sent to editor within at latest three days after receipt by authors. Delayed revisions cannot be guaranteed for printing and therefore, authors are strictly recommended to precisely inspect proofing prior to sending.

REPRINTS

Fifteen reprints and a copy of the issue are supplied free of charge. They are sent to the corresponding author. Additional reprints must not be ordered.

COPYRIGHT

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

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2018 Cilt 61 Sayı 1
January 2018 Volume 61 Issue 1

Ezher Toker Tagliasacchi

Orta-Geç Pleyistosen Yaşlı Gürlek-Kocabaş (Denizli) ve Örtülü (Afyon) Travertenlerinin Sedimentolojik Özellikleri ve Paleortamsal Gelişimine ait ilk bulgular (GB-Türkiye)

The Sedimentological Properties and Preliminary Results of Palaeoenvironmental Development of Middle-Late Pleistocene Gürlek-Kocabaş (Denizli) and Örtülü (Afyon) Travertines, SW-Turkey 1

Ayşe Orhan, Mehmet Demirbilek

Kapadokya Bölgesi (Nevşehir, Orta Anadolu) Kalk-alkalen ve Alkalen Plütonik/Subvolkanik Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri

Petrographic and Geochemical Features of Calc-alkaline and Alkaline Plutonic/Subvolcanic Rocks in the Cappadocia Region (Nevşehir, Central Anatolia)23

Mustafa Softa, Mehmet Turan, Hasan Sözbilir

Jeolojik, Arkeolojik ve Arkeosismolojik Veriler Işığında Myra Antik Kenti'nde Tarihsel Depremlere Ait Deformasyon Verileri, GB Anadolu

Evidence for Historical Earthquake-Related Deformation in the Light of the Geological, Archaeoseismological and Archaeological Data at Ancient City of Myra, SW Anatolia51

Okay Çimen

The new findings on the Late Devonian volcanism in the Eastern Taurides (Develi, Kayseri): Preliminary data

Doğu Torid'lerdeki (Develi-Kayseri) Geç Devoniyen volkanizması üzerine yeni bulgular: İlk veriler75

Mete Çetinkaplan

Anamur (Alanya Masifi, Mersin) Bölgesinde Yer Alan Prekambriyen Yaşlı Kayaçların Çok Evreli

P-T-t Evrimi

Multi-Stage P-T-t Evolution of Precambrian Aged Rocks in Anamur (Alanya Massif, Mersin) Region91

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKBİM TR Dizin Veri Tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKBİM TR Dizin Databases

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenişehir, 06410 Ankara
Tel: (0312) 434 36 01
Faks: (0312) 434 23 88
E-Posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Corresponding Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
PO Box 464 Yenişehir, TR-06410 Ankara
Phone: +90 312 434 36 01
Fax: +90 312 434 23 88
E-Mail: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr