

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2023 Cilt 66 Sayı 1
January 2023 Volume 66 Issue 1

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Hüseyin ALAN	Başkan / <i>President</i>
M. Emre KIBRIS	İkinci Başkan / <i>Vice President</i>
Buket YARARBAŞ ECEMİŞ	Yazman / <i>Secretary</i>
Seçkin GÜLBUDAK	Sayman / <i>Treasurer</i>
Hüseyin AKKUŞ	Mesleki Uygulamalar Üyesi / <i>Member of Professional Activities</i>
Özgür DEĞİRMENCI	Sosyal İlişkiler Üyesi / <i>Member of Social Affairs</i>
Işık Şener AYDEMİR	Yayın Üyesi / <i>Member of Publication</i> Editor

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editör /

Erdinç YİĞİTBAŞ
eyigitbas@comu.edu.tr

Yardımcı Editörler / Associate Editors

Mustafa AVCIOĞLU
m_avcioglu@comu.edu.tr

İsmail Onur TUNÇ
onurtunc@comu.edu.tr

İngilizce Editörleri / English Editors

Catherine YİĞİT

Graham Howard LEE

Editör Kurulu / Editorial Board

AKSOY Ercan (Elazığ, Türkiye)	ÖZKUL Mehmet (Denizli, Türkiye)
ALDANMAZ Ercan (Kocaeli, Türkiye)	ÖZMEN Bülent (Ankara, Türkiye)
ALTUNEL Erhan (Eskişehir, Türkiye)	PARLAK Osman (Adana, Türkiye)
BABA Alper (İzmir, Türkiye)	PAVLIDES Spyros (Selanik, Yunanistan)
BATI Zühtü (Ankara, Türkiye)	PIPER John D.A. (Liverpool, İngiltere)
BOZKURT Erdin (Ankara, Türkiye)	PIPIK Radovan Kyska (B. Bystrica, Slovakya)
CAPUTO Ricardo (Ferrara, İtalya)	POLAT Ali (Windsor, Ontario, Kanada)
EKİNCİ, Yunus Levent (Bitlis, Türkiye)	ROBERTSON Alastair (Edinburgh, İngiltere)
EKMEKÇİ Mehmet (Ankara, Türkiye)	ROJAY Bora (Ankara, Türkiye)
EYÜBOĞLU Yener (Trabzon, Türkiye)	SAN Bekir Taner (Antalya, Türkiye)
GENÇ Yurdal (Ankara, Türkiye)	SARI Erol (İstanbul, Türkiye)
GÜLEÇ Nilgün (Ankara, Türkiye)	SEYİTOĞLU Gürol (Ankara, Türkiye)
GÜLER Cüneyt (Mersin, Türkiye)	SÖZBİLİR Hasan (İzmir, Türkiye)
GÜRİSOY Halil (Sivas, Türkiye)	SPAHIÇ, Darko, (Belgrad, Sırbistan)
HATİPOĞLU Murat (İzmir, Türkiye)	ŞENGÜLER İlker (Ankara, Türkiye)
HELVACI Cahit (İzmir, Türkiye)	TEKİN Uğur Kağan (Ankara, Türkiye)
JOLIVET Laurent (Orleans, Fransa)	TEMEL Abidin (Ankara, Türkiye)
KARAYİĞİT Ali İhsan (Ankara, Türkiye)	TOPUZ Gültekin (İstanbul, Türkiye)
KAYSERİ-ÖZER Mine Sezgül (İzmir, Türkiye)	TÜYSÜZ Okan (İstanbul, Türkiye)
KAZANCI Nizamettin (Ankara, Türkiye)	UZEL, Bora (İzmir, Türkiye)
KUSKY Timothy (Wuhan, Çin)	ÜNLÜ Taner (Ankara, Türkiye)
KUŞÇU İlkay (Muğla, Türkiye)	ÜNLÜGENÇ Ulvi Can (Adana, Türkiye)
MESCİ B. Levent (Sivas, Türkiye)	VASELLI Orlando (Floransa, İtalya)
NAZİK Atike (Adana, Türkiye)	YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye)
OBERHANSKI Roland (Potsdam, Almanya)	YALÇIN Gürhan (Antalya, Türkiye)
OKAY Aral (İstanbul, Türkiye)	YALTIRAK Cenk (İstanbul)
ÖZDEMİR Yavuz (Van, Türkiye)	YILMAZ İsmail Ömer (Ankara, Türkiye)
ÖZDEN Süha (Çanakkale, Türkiye)	YUSUFOĞLU Halil (Ankara, Türkiye)
	ZABÇI, Cengiz, (İstanbul, Türkiye)
	ZAGÖRCHEV Ivan (Sofya, Bulgaristan)

Yazışma Adresi

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

Yayın Türü

: Yaygın Süreli Yayın

Yayının şekli / Frequency

: Yılda 3 sayı (Türkçe -İngilizce) / 3 issues per year (Turkish - English)

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: 87/7 İskitler / Ankara Tel: 0 312 384 54 88

Baskı Tarihi

: Ocak 2023

Baskı Adedi

: 500

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: tjb@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2023 Cilt 66 Sayı 1

January 2023 Volume 66 Issue 1

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Fikret Gökteş, Tümel Tanju Kaya, Erhan Tarhan, Serdar Mayda**
Karaburun Yarımadası'nın Geç Miyosen Stratigrafisi, Yeni Memeli Bulguları ve Bölgesel Korelasyon, Batı Anadolu
Late Miocene Stratigraphy of Karaburun Peninsula, New Mammal Records and Regional Correlation, Western Anatolia 1
- Mustafa Haydar Terzi, Erkan Yılmaz, İlkay Kuşcu, Sercan Bozan**
İnce (Konya-Türkiye) Yüksek Sülfidasyon Epitermal Altın Yatağının Jeolojisi, Alterasyonu ve Jeokimyasal Karakteristikleri
Geology, Alteration and Geochemical Characteristics of Inlice (Konya-Turkey)
High Sulphidation Epithermal Gold Deposit 23
- Yeşim Yücel-Öztürk, Cüneyt Akal**
İdrisyayla Volkanitlerinde (Kırka-Eskişehir) Gözlenen Sferulitik Riyolitlere ait İlk Petrografik Dokusal Veriler
The First Petrographic Textural Data of Spherulitic Rhyolites Observed in the İdrisyayla Volcanites (Kırka-Eskişehir) ... 59
- Sema Tetiker**
İznik Metamorfizmaları'nın Çok Düşük Dereceli Metamorfizma Özelliklerinin İncelenmesi (Armutlu Yarımadası, KB Türkiye)
Investigations of Very Low Grade Metamorphism Properties of the İznik Metamorphics (Armutlu Peninsula, NW Turkey)..... 75
- Arzu Gül, Mehmet Özkul**
Çal Kanyonu ve Çevresinin (Denizli, GB Anadolu) Jeolojik-Jeomorfolojik Özellikleri ve Jeoturizm Potansiyeli
Geological-Geomorphological Characteristics and Geotourism Potential of Çal Canyon and its Surroundings (Denizli, SW Anatolia) 107
- Didem Kıray, Oya Cengiz**
Kestanelik Granitoidinin Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri (Çanakkale, Biga Yarımadası)
Petrographical and Geochemical Characteristics of the Kestanelik Granitoid (Biga Peninsula, Çanakkale)..... 127
- Angus M. Robinson, Türkçe'ye Çeviren (Translated by): Yahya Çiftçi**
Jeoturizm: Kime Jeoturist Denir? 149

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, EBSCO, SOBIAD ve ULAKBİM TR Dizin Veri Tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, EBSCO, SOBIAD and ULAKBİM TR Dizin Databases.

TÜRKİYE JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI

Chamber of Geological Engineers of Turkey



Karaburun Yarımadası'nın Geç Miyosen Stratigrafisi, Yeni Memeli Bulguları ve Bölgesel Korelasyon, Batı Anadolu
Late Miocene Stratigraphy of Karaburun Peninsula, New Mammal Records and Regional Correlation, Western Anatolia

Fikret Göktaş¹, Tümel Tanju Kaya², Erhan Tarhan³, Serdar Mayda^{2,4}

¹119/3 Sok., No.7/1, D.15, Evka 3, Bornova/İzmir

²Ege Üniversitesi, Tabiat Tarihi Uygulama & Araştırma Merkezi, 35040, Bornova/İzmir

³Hitit Üniversitesi, Antropoloji Bölümü, Çorum

⁴Ege Üniversitesi, Fen Fakültesi, Biyoloji Bölümü, 35040, Bornova/İzmir

• Geliş/Received: 08.06.2022

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 10.08.2022

• Kabul/Accepted: 12.08.2022

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 14.12.2022

• Baskı/Printed: 31.01.2023

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Foça Çöküntüsü'nün batı kenarındaki Mordoğan alt havzasında tanımlanan Eşendere grubu, alüviyal Saip, palustrin Boyabağ ve gölsel Çukurcak kireçtaşı formasyonlarından oluşmaktadır. Eşendere grubu, Orta Miyosen yaşlı Hisarcık formasyonunun gölsel çökelleri üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan Saip formasyonu, Geç Miyosen tortullaşmasının başlangıcını yansıtır. Palustrin çamur düzlüğü istifiyle temsil edilen ve ilk kez bu çalışmada tanımlanan Boyabağ formasyonu, Saip formasyonu ile gölsel Çukurcak kireçtaşı arasında yer alır. Gölse Çukurcak kireçtaşı, Eşendere grubunun son birimidir.

Boyabağ formasyonunun çamurtaşı egemen istifi içinde bulunan *Hipparion* aff. *giganteum* ve *Hippopotamodon major* kıyı Ege Bölgesi'nde MN10 biyozonuna işaret eden ilk bulgulardır. Bu büyük memeli bulgularına dayanılarak, Foça Çöküntüsü'ndeki Geç Miyosen tortullaşmasının ~10 milyon yıl önce başladığı ileri sürülebilir.

Anahtar Kelimeler: Batı Anadolu, Memeli Paleontolojisi, Mordoğan Havzası.

Abstract: The Eşendere Group, identified in the Mordoğan sub-basin on the western edge of the Foça Depression, consists of the alluvial Saip, palustrine Boyabağ and lacustrine Çukurcak limestone formations. The Eşendere Group unconformably overlies the lacustrine deposits of the middle Miocene Hisarcık Formation. The Saip Formation consisting of alluvial fan deposits, reflects the beginning of late Miocene sedimentation. The Boyabağ Formation, which was described in this study for the first time, represents a palustrine mud flat succession and is located between the Saip Formation and the lacustrine Çukurcak Limestone. The Çukurcak Limestone is the last unit in the Eşendere Group.

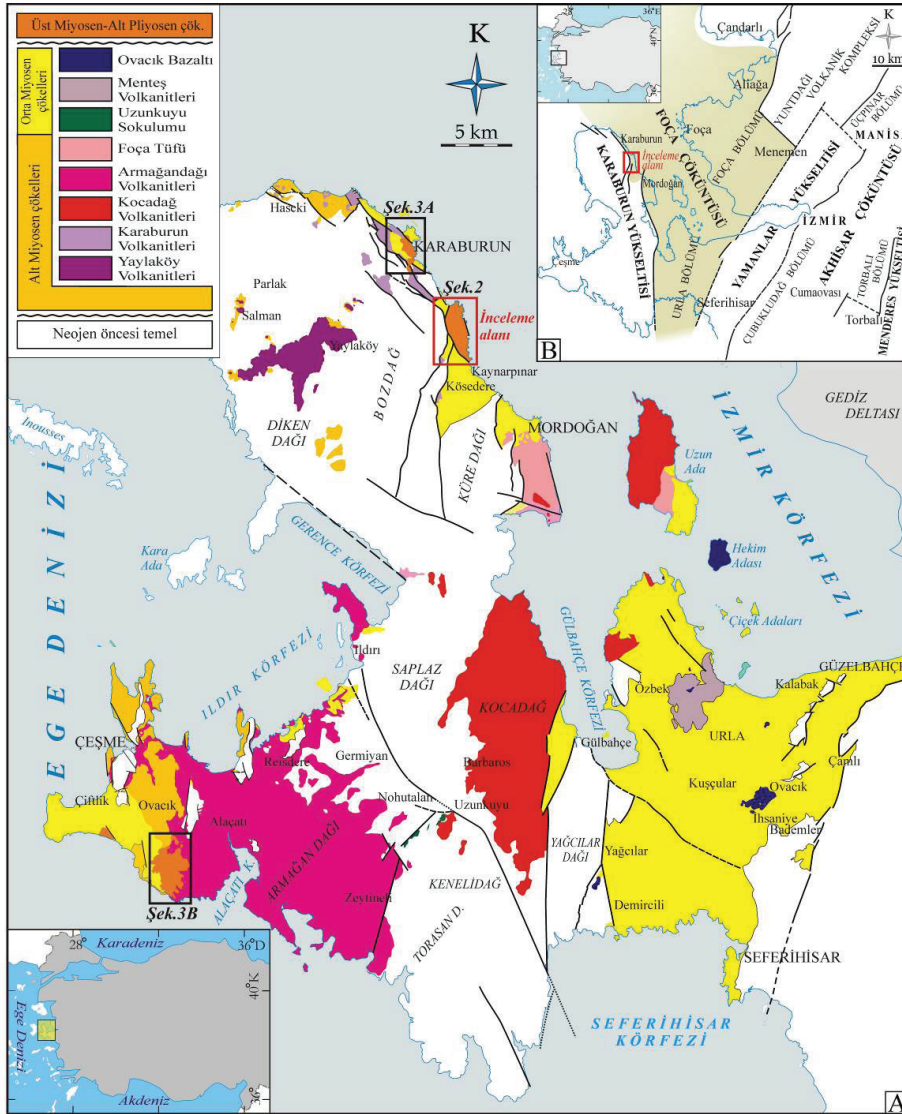
Hipparion aff. *giganteum* and *Hippopotamodon major*, that were found in the mudstone dominant succession of the Boyabağ Formation, are the first records from the MN10 biozone in the Western Aegean region. Based on these large mammal records, we assume that late Miocene sedimentation in the Foça Depression began ~10 million years ago.

Keywords: Mammalian Paleontology, Mordoğan Basin, Western Anatolia.

GİRİŞ

Karaburun Yarımadası'nın doğusunda, Mordoğan alt havzasında yüzeyleyen ve kapsadığı büyük memeli faunasıyla biyostratigrafik konumu ilk kez (Kaya vd., 2005)'nde belirlenen karasal Üst Miyosen çökellerine yönelik olan bu çalışmada, 1) kaya birimlerinin haritalanması ve litostratigrafi

düzeninin ortaya konması, 1) yarımadaının diğer kesimleri ve Batı Ege bölgesindeki Neojen havzalarıyla stratigrafik korelasyon, 11) yeni tanımlanan büyük memeli fosil bulgularının biyocoğrafik ve biyokronolojik dağılımlarının değerlendirilmesi amaçlanmıştır. İnceleme alanı, Foça Çöküntüsü'nün (Kaya, 1979) batı kenarında yer almaktadır (Şekil 1).



Şekil 1. A) Karaburun Yarımadası'ndaki Neojen kaya birimlerinin dağılımı. B) İnceleme alanının Foça Çöküntüsü içindeki konumu.

Figure 1. A) Distribution of Neogene rock units in the Karaburun Peninsula. B) The location of the study area within the Foça Depression.

Karaburun Yarımadası'nda yürütülen önceki jeolojik etütlerin başlıcaları Neojen öncesi kaya birimlerine yöneliktir (Çakmakoglu ve Bilgin, 2006 ve bu çalışmada değinilen referanslar). Neojen çalışmaları ise, magmatizma (Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Borsi vd., 1972; Türkecan vd., 1998; Helvacı vd., 2009; Agostini vd., 2010) ve litostratigrafi düzeniyle (Kaya, 1979 ve 1981) ilgilidir. Yarımada'da Orta ve Geç Miyosen'in varlığını büyük memeli bulgularıyla gösteren ilk çalışmalar Kaya vd. (2003 ve 2005)'ne aittir. Göktaş (2014a ve b), Karaburun Yarımadası'nın kuzey bölümünde, Göktaş (2020) ise Çeşme Yarımadası'nda yüzeyleyen Neojen çökelleri ve volkanitlerinin stratigrafisini incelemiştir. Karaburun Yarımadası'nın genel jeolojisine yönelik 1:100.000 ölçekli son çalışmalar Göktaş ve Çakmakoglu (2018a, b ve c)'na aittir. Çalışmanın Sistematik Paleontoloji bölümünde tanımlana fosil memeli örnekleri 2010 yılı arazi çalışması sırasında in-situ olarak bulunmuş olup, sonrasında örnekler "Ege Üniversitesi Tabiat Tarihi Müzesi" envanterine aynı sene içerisinde alınmıştır.

STRATİGRAFİ

Neojen Öncesi Temel Kayaları

Karaburun Yarımadası'nda yüzeyleyen Neojen öncesi kaya birimleri, "Karaburun Kuşağı" (Erdoğan, 1990a ve b) kapsamında tanımlanan ve Silüriyen'den Kretase'ye kadar değişen yaşlardaki denizel çökellerden oluşur (Çakmakoglu ve Bilgin, 2006 ve bu çalışmada değinilen referanslar). Mordoğan çevresindeki inceleme alanında yüzeyleyen Neojen öncesi kaya birimleri ise, Ladiniyen döneminin neritik karbonat çökelimini yansıtan "Camiboğazı formasyonu" (Brinkmann vd., 1972) ve Üst Triyas yaşlı sığ denizel karbonatların simgelediği "Güvercinlik formasyonu"ndan (Erdoğan vd., 1990) oluşur.

Alt-Orta Miyosen Kaya Birimleri

Karaburun Yarımadası'nın kuzey bölümünde yayılımı bulunan Alt-Orta Miyosen yaşlı kaya birimleri, Göktaş (2014a ve b) tarafından "Karaburun grubu" kapsamında incelenmiştir. Çeşme Yarımadası'ndaki "Çeşme grubu"nun (Göktaş, 2020) zaman-kayastratigrafik eşdeğeri olan Karaburun grubu, inceleme alanında *Karaburun volkanitleri* ve *Hisarcık formasyonu* ile temsil edilir. Geç Erken Miyosen yaşlı mafik volkanitlerin simgelediği Karaburun volkanitleri, inceleme alanındaki en yaşlı Neojen birimidir. Baskın olarak görsel çökellerden oluşan Orta Miyosen yaşlı Hisarcık formasyonu, Karaburun volkanitleri üzerinde uyumsuzlukla yer alır.

Karaburun Volkanitleri

Yarımadanın KD'sunda yüzeyleyen Karaburun volkanitleri, geç Erken Miyosen kalkalkalen volkanizmasının ürünleri olan andezit-bazaltik andezit bileşim aralığındaki lavlar ve türdeş piroklastiklerden oluşur (Türkecan vd., 1998; Helvacı vd. 2009, Göktaş, 2014a ve b). Çalışma alanında ayırtılan lav yüzleği, Göktaş (2014b)'in genelleştirilmiş stratigrafisindeki ikinci evre Karaburun volkanitleriyle aynı stratigrafik pozisyonadadır. Karaburun volkanitlerinden önceki çalışmalarda alınan K/Ar yaşlarıyla volkanizmanın geç Erken Miyosen'de etkinleştiği gösterilmiştir (Türkecan vd., 1998: $18,5 \pm 3,1$ - $16,0 \pm 0,3$ My; Göktaş, 2014a: $18,2 \pm 1,0$ My; Göktaş, 2014b: $16,0 \pm 1,3$ My).

Hisarcık Formasyonu

Hisarcık formasyonu (Göktaş, 2014b), Karaburun Yarımadası'nın K-KD kıyı bölgelerinde yüzlekleri bulunan Orta Miyosen yaşlı egemen görsel çökeli mi simgeler. Tortul istif, havza kenarı alüviyal çökelleriyle başlar. Yanal-düşey geçiş ilişkisiyle alüviyal çökeller üzerine gelen görsel istif, yeşil renkli kıltaşı egemen çökellerle başlar ve kireçtaşlarıyla sona erer. Hisarcık formasyonunu

karakterize eden gölssel istif, Çeşme Yarımadası'nda Göktaş (2020) tarafından tanımlanan Çiftlik formasyonuna eşdeğerdir. Foça Çöküntü havzası (Kaya, 1979) genelinde Orta Miyosen tortullaşmasını temsil eden Hisarcık formasyonu ve korelanları, Karaburun Yarımadası'nda Haseki formasyonu ve ikinci evre Karaburun volkanitleri üzerinde uyumsuzdur (Göktaş, 2014a ve b). Çalışma alanında, Neojen öncesi temel kayalarıyla Hisarcık formasyonu arasında günümüzde gözlenen dokanaklar, postsedimanter sınır fayları tarafından oluşturulmuştur. Üstleyen Eşendere grubu çökelleriyle ilişki Geç Miyosen uyumsuzluğuyla belirlenmiştir.

Hisarcık formasyonu tortullaşmasının başlangıcını yansıtan ve egemen olarak çakıltaşlarından oluşan alüvyon yelpazesi çökelleri ("Hacıhüseyintepe üyesi": Göktaş, 2014b), Karaburun volkanitlerine ait lavları uyumsuzlukla üzerler ya da sınır fayının belirlediği dokanaklarla Camiboğazı formasyonuna yaslanır. Gölssel istifin alt bölümünü oluşturan yeşil renkli kıltaşı egemen istif ("Karabağları üyesi": Göktaş, 2014b), Foça tufünü (Kaya, 1979) oluşturan ignimbiritlerin Mordoğan bölgesine yerleşimini izleyerek gelişen Orta Miyosen gölssel transgresyonunun ürünüdür. Gölssel istifin üst bölümünü oluşturan kireçtaşları ("Değirmen-tepe kireçtaşı": Göktaş, 2014b) Orta Miyosen tortullaşmasının son döneminde çökelmiştir. Hisarcık formasyonunun üstleyen Eşendere grubuyla olan dokanak ilişkisi, reaktif normal fayların yarattığı gömülme nedeniyle çalışma alanında gözlenmemekle birlikte, Karaburun çevresinde ve Çeşme Yarımadası'nda yüzeyleyen korelan istiflere yönelik gözlemlere dayanılarak uyumsuz kabul edilmiştir.

Geç Miyosen Tortullaşması Eşendere Grubu

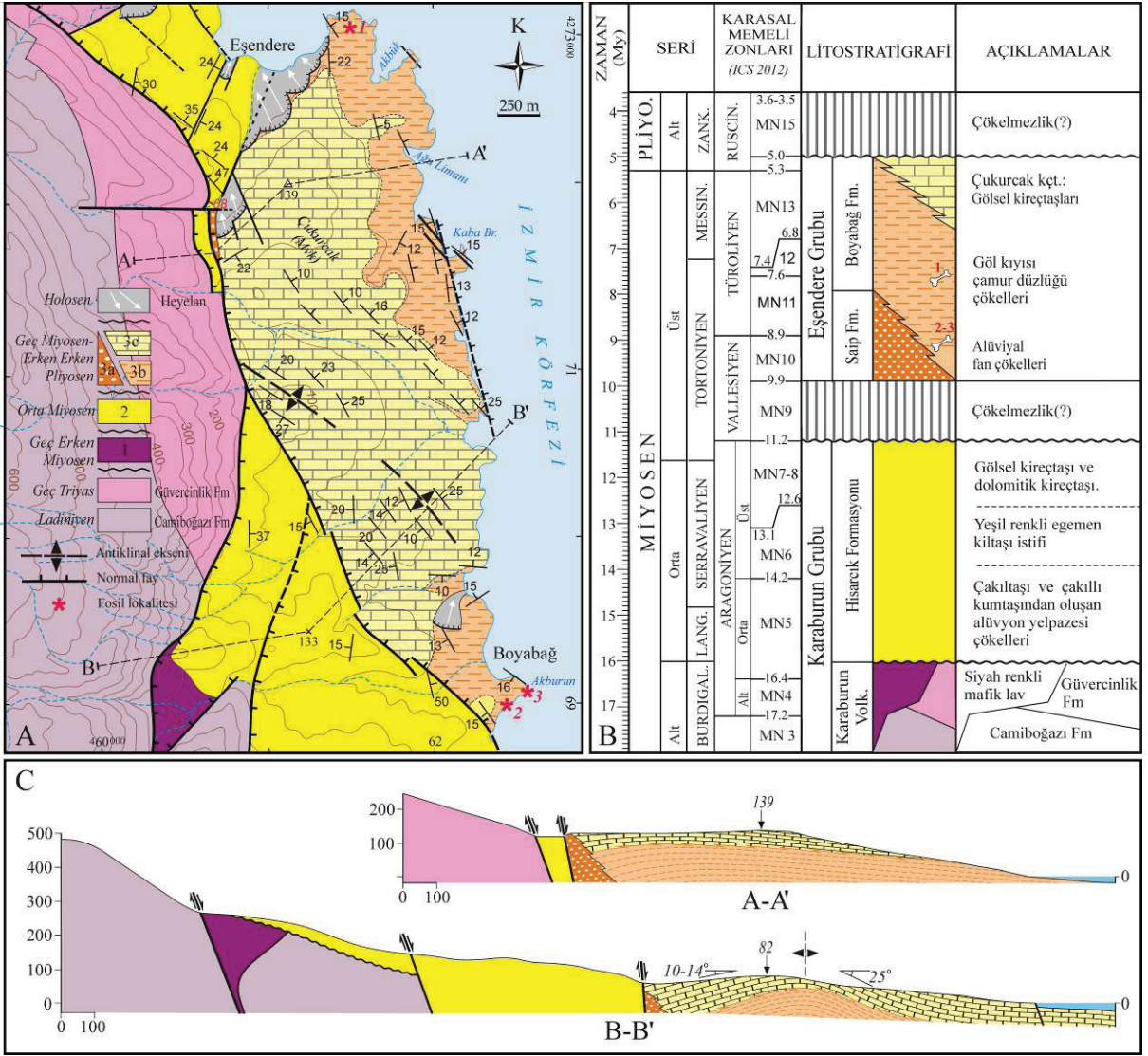
Karaburun ilçe merkezi çevresinde, alttan ve üstten bölgesel ölçekte uyumsuzluk düzlemleriyle sınırlandırıldığı gözetilerek ilk kez Göktaş (2014b) tarafından grup aşamasında değerlendirilen ve

Orta Miyosen yaşlı Hisarcık formasyonu üzerinde uyumsuzlukla yer aldığı gösterilen Eşendere tortul istifi, alüviyal *Saip formasyonu* ile başlar, palustrin çamur düzlüğü çökellerinden oluşan *Boyabağ formasyonu* ile devam eder ve gölssel *Çukurcak kireçtaşı* ile sona erer (Şekil 2).

Göktaş (2014b), Boyabağ formasyonu içinde Kaya vd. (2005) tarafından tanımlanan erken-orta Turoliyen (MN11-12) yaşlı büyük memeli faunasına dayanarak, Eşendere grubunun geniş anlamda (*sensu lato*) Geç Miyosen'de çökeldiğini öngörmüştür. Aynı birim içinde bulunan ve bu çalışmada tanıtılan geç Vallesiyen (MN10) yaşlı yeni memeli bulguları (*Hipparion aff. giganteum* ve *Hippopotamodon major*) bölgedeki Geç Miyosen tortullaşmasının ~10 My önce başladığını gösterir. Çalışma alanında Eşendere grubu tortullaşmasının üst yaş sınırına işaret edebilecek kronolojik veri yoktur. Buna karşılık, Akhisar Çöküntüsü'ndeki (Kaya, 1979) Halitpaşa ve Develi çevrelerinde yüzeyleyen eşlenik palustrin çökellerin kapsadığı MN14 memelilerine göre, Geç Miyosen tortullaşmasının erken Erken Pliyosen sonlarına (~5 My) kadar devam ettiği kabul edilmiştir (Kaya vd., 2004; Mayda vd., 2015).

Saip Formasyonu

Çakıltaşı ve kumtaşından oluşan tortul istif, Saip formasyonu adıyla ilk kez Göktaş (2014b) tarafından Karaburun ilçe merkezi çevresinde tanımlanmıştır. Çalışma alanındaki Saip formasyonu çökelleri, Hisarcık formasyonu ile arasındaki postsedimanter dokanağı oluşturan sınır fayının tavan bloğunda kısıtlı yüzlek verir (Şekil 2A). Tortul istif, çakıltaşı-çakıllı kumtaşı topluluğundan oluşur. Küçük çakıl büyüklük sınırları arasındaki çakıllardan oluşan çakıltaşları, kaba kumdan oluşan ara geç desteklidir. Çakıllar yarı yuvarlaktır ve baskın olarak Camiboğazı formasyonu karbonatlarından türemiştir. Küçük çakıl ve çakılcık içerikleri kapsayan kaba taneli kumtaşları, masif, kötü boylanmış ve zayıf-orta derecede pekişmiştir.



Şekil 2. A) Çalışma alanının jeolojisi: 1. Karaburun volkanitleri (II. Evre), 2. Hisarcık fm., 3. Eşendere grubu (3a: Saip fm., 3b: Boyabağ fm., 3c: Çukurcak kireçtaşı). Memeli fosil lokaliteleri (Kırmızı yıldızlar): 1) Eşendere faunası, 2) *Hipparion aff. giganteum*, 3) *Hippopotamodon major*. **B)** Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafisi. **C)** Eşendere grubu çökellerinde postsedimanter deformasyonu yansıtan jeoloji enine kesitleri.

Figure 2. A) Geology of the study area: 1. Karaburun volcanics (II. Stage), 2. Hisarcık fm., 3. Eşendere group (3a: Saip fm., 3b: Boyabağ fm., 3c: Çukurcak limestone). Mammalian fossil localities (Red stars): 1) Eşendere fauna, 2) *Hipparion aff. giganteum*, 3) *Hippopotamodon major*. **B)** Generalized stratigraphy of the study area. **C)** Geological cross-sections reflecting post-sedimentary deformation in the Eşendere Group deposits.

Saip formasyonu ile genelleştirilmiş stratigrafide uyumsuzlukla üzerinde yer aldığı öngörülen Hisarcık formasyonu çökelleri arasındaki ilksel dokanak ilişkisi çalışma alanında gözlenmez. Hisarcık formasyonu ile dokanak,

tortullaşma sonrasında reaktif olan havza sınırları tarafından belirlenmiştir. Genel olarak örgütlü akarsu çökellerinden oluşan istif, Geç Miyosen havzasının kenarlarında gelişen alüvyon yelpazesi tortullaşmasını yansıtır.

Boyabağ Formasyonu

Baskın olarak çamurtaşlarından oluşan ve biyojenik kireçtaşı arakatmanları kapsayan istif, Boyabağ formasyonu adıyla ilk kez bu çalışmada tanımlanmıştır. Birimin adı Boyabağ yerleşiminden alınmıştır. Boyabağ formasyonu, başlıca yayılım alanı olan Eşendere ile Boyabağ arasındaki kıyı falezlerinde tipik olarak izlenir (Şekil 3A). Genel olarak açık kırmızımsı kahve renkli olan istif, kalınlıkları 20-200 cm arasında değişen düzlemsel paralel katmanlı çamurtaşlarından oluşur. Masif çamurtaşları çoğunlukla kötü boylanmıştır; kaba-çok kaba taneli kum ve çakılcık saçınımları ile gastropod kavkı parçalarını yaygın olarak kapsar. Alt ve üst sınırları genellikle belirgin olmayan katmanlanma, karbonat çimento kapsamındaki değişim ya da kireçtaşı katmanlarının araya girmesiyle güncel falez profilinde belirginleşir (Şekil 3A). Katmanlar çoğunlukla yanal süreklidir ve yanal kalınlık değişimi azdır. Seyrek olarak düzlemsel paralel laminalanma izlenir. Çamurtaşlarında biyoturbasyon yaygındır. Bazı düzeylerde, içi boş dikey kanalların simgelediği bitki kökü izleri gözlenir. Tatlı su alg içerikleri olağandır. Birkaç santimetre boyutlarında, tane destekli paketlenmiş algal onkoidlerden (sferoidal stromatolitler) oluşan kanal dolguları en çok 40 cm kalınlığındadır ve istif içinde seyrek olarak bulunur (Şekil 3B). Masif çamurtaşları içinde, yeniden işlenerek parçalanmış (post-mortem reworking) dallı alglerin kümelenmediği 10-60 cm arası kalınlıklardaki yanal süreksiz ara düzeylere sıklıkla rastlanır (Şekil 3C). Düzlemsel paralel laminalı stromatolitlerin oluşturduğu biyojenik kireçtaşı aradüzeyleri santimetrik-desimetrik kalınlıklardadır. Çamurtaşı düzeyleri içinde, beyaz renkli, ince kavkılı ve düzensiz saçılmış gastropod kavkı parçaları yaygındır (Şekil 3D). İstif içinde az oranda gözlenen yeşil renkli masif kilttaşları, 30-400 cm arasında değişen kalınlıklarda yanal süreksiz ara düzeyler oluşturur. Bu düzeylerde, 1 cm'yi aşmayan büyüklüklerde, beyaz renkli, ince kavkılı ve genellikle iyi korunmuş tatlı su

gastropodlarının yığılım oluşturduğu cepler gözlenir. Boyabağ formasyonunda tekil ve seyrek olarak bulunan büyük memeli fosil kalıntılarından ikisi, bu çalışmada ilk kez tanımlanmıştır.

Çalışma alanında tortul istifin stratigrafik tabanı gözlenmez. Boyabağ formasyonu ile havza kenarı tortullaşmasını yansıtan Saip formasyonunun distal alüvyon yelpazesi çökelleri arasındaki ilişki Çukurcak kireçtaşının oluşturduğu transgresif örtü nedeniyle gözlenmemekle birlikte alttan üste yanal girik kabul edilmiştir. Çukurcak kireçtaşı, yanal-düşey geçişle Boyabağ formasyonu üzerine gelir. Alttan üste kırmızı-paleooksit- renkli istifi oluşturan kötü boylanmış kumlu çamurtaşlarının, yüksek ve düşük göl düzeyi aralığındaki çökeli mi yansıtan palustrin çamur düzlüğünde çökeldiği yorumlanmıştır. İstif içinde seyrek olarak gözlenen yeşil renkli ve masif kilttaş aradüzeyleri, paleoredüksiyona özgü renkleri ve görece iyi korunmuş gastropod içerikleriyle, yüksek göl düzeyi koşullarında süspansiyondan çökeli mi yansıtır. Hareketli (allokton) mikrobiyal sarılım ürünleri olan sferoidal-ovoidal stromatolitlerin, gel-git kanallarında(?) dolgulandıkları öngörülmüştür. Çamurtaşları içinde düzensiz saçınımlar olarak bulunan gastropod kavkı parçaları, çökeli me ortamında yaşamış küçük memelilerin beslenme atıkları olmalıdır.

Çukurcak Kireçtaşı

Çukurcak kireçtaşı (Göktaş, 2014b), gölsel karbonat kayalarından oluşur. Birimin adı, en kalın ve yaygın yüzleklerinin bulunduğu Çukurcak Mevkisi'nden alınmıştır (Şekil 3A). Gölsel istif, kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşından oluşur. Ayrışma yüzeyi beyazımsı açık gri, taze kaya açık bej renklidir. Genellikle mikritik dokulu ve çok serttir. Yaygın olarak kalın-çok kalın, yersel ince-orta katmanlı ve kıt gastropodludur. Sınır fayına yakın kesimlerdeki kireçtaşlarında, kum boyutlarında ekstraklastlar olağandır. Tabana yakın bölümlerde, pembemsi kahverenkli

masif çamurtaşı ve seyrek olarak, sepiyolit ya da paligorskit içeren kızıl-kahverenkli kilitli aradüzeyle gözlenir. Çukurcak kireçtaşı istifi, kurak-yarı kurak iklim koşullarında alkalinitesi giderek artan evaporitik sığ bir gölde çökelmiştir. Eşendere grubu tortullaşmasının son temsilcisi olan Çukurcak kireçtaşının üst dokanağı Kuvaterner aşınımla belirlenmiştir.

SİSTEMATİK PALEONTOLOJİ

Metod: Çalışmada *Hipparion* dişleri Eisenmann vd. (1988)'ne göre ölçülmüştür. Materyal Ege Üniversitesi Tabiat Tarihi Araştırma ve Uygulama Merkezi envanterindedir.

1. *Hipparion aff. giganteum*

Takım: Perissodactyla Owen, 1848

Aile: Equidae Gray, 1821

Cins: *Hipparion* Christol, 1832

Tür: *Hipparion aff. giganteum* Gromova, 1952

Lokalite: İzmir-Karaburun-Boyabağ (İKB)

Yaş: Geç Miyosen (Geç Vallesiyen, MN10)

Materyal: Maxilla sağ ve sol P2-M3 sağ I1-I2, sol I1-I2 *in situ* (PV-3200) (Şekil 4)



Şekil 3. A) Boyabağ istifinin genel görünümü, B) Tane destekli paketlenmiş algal onkoidlerden oluşan kanal dolguları, C) Çamurtaşı içinde, parçalanmış dallı algerin kümelendiği düzeylerden biri, D) Masif çamurtaşları, yaygın olarak parçalanmış gastropod kavkıları kapsar.

Figure 3. A) General view of Boyabağ succession, B) Channel fills consisting of grain-supported packed algal onkoids, C) One of the levels where fragmented branched algae are clustered in mudstone, D) Massive mudstones include widely fragmented gastropod shells.

Tanımlamalar

Üst yanak dişleri az aşınmıştır ve dişlerin boyutları büyük bir formu yansıtır (Çizelge I). Premollerde protocone elips biçimli ve lingualde kısmen düz ve izoledir; molerlerde lingual tarafı yassıdır. P2 de protocone'un spuru belirgindir. Hypocone elips şeklindedir; distal hypoconal oluk derin ve dar; lingual hypoconal oluk sığdır. Pli caballın uzundur ve iki/üç plilidir. Pre ve post-fosetler kapalıdır; foset kenarlarındaki pliler derin, dallı ve bol sayıdadır. Pli sayısı premollerde 16-23, molerlerde 18-23 dür. Dişlerin seman tabakası ve mine oldukça incedir. dP1'in küçük bir bağlantı izi bulunur. Dişler alçak taçlıdır (yükseklik 25-35 mm arasındadır) (Şekil 4).

Karşılaştırmalar

Boyabağ lokalitesinde bulunan *Hipparion* dişlerinin iri boyutlarının dışında morfolojik özellikleri arasında foset kenarlarında ince, derin ve zengin pli; derin ve bol plili pli caballın, ve lingualde kısmen düz iri protokon ve gelişmiş hipokonal oluk Vallesiyen hipparionlarında bilinen karakterlerdir.



Şekil 4. *Hipparion* aff. *giganteum*, üst sol P2-3 (PV-3200) örneği. Ölçek: 1cm.

Figure 4. *Hipparion* aff. *giganteum*, upper left P2-3 (PV-3200). Scale: 1 cm.

Doğu Akdeniz Vallesiyen'inde iri *Hipparion* formları birçok lokaliteden bilinmektedir. Yunanistan'ın kuzeyinde *H. cf. sebastopolitanum* ve *H. aff. giganteum* Pentalophos 1 (PNT), Ravin

de la Pluie (RPI) ve Nikiti 1 (NKT) lokalitelerinde kayıtlanmıştır (Vlachou, 2013; Koufos vd., 2016; Koufos vd., 2022). Anadolu'dan bilinen en zengin koleksiyon ise Sinap (MN9/10) (Ankara-Kahramankazan) lokalitesinden bilinmekte olup, koleksiyon içerisinde *H. sinapensis* Bernor vd., 2003, *H. uzunagizli* Bernor vd., 2003, *H. kecigibi* Bernor vd., 2003, *Hipparion* sp. 1 ve *Hipparion* sp. 2, tanımlanmıştır. Avrupa Vallesiyen'inde daha yaygın olan *H. primigenium* ise sadece Eşme-Akçaköy (Uşak-Eşme, MN9) (Bernor vd., 2003) ve Tekirdağ-Yulaflı (MN10: Geraads vd., 2005) lokalitelerinden bilinmektedir. Bu gruba ait en son çalışma İstanbul-Küçükçekmece (MN10) lokalitesi hipparionları üzerine olup, lokalitede *H. aff. sebastopolitanum* ve *H. aff. giganteum* kayıtlanmıştır. *H. giganteum* ilk kez Grebeniki (Ukrayna) faunasında Gromova (1952) tarafından tanımlanmış olup çok zengin ve derin plikasyon, iki ve daha çok sayıda pli caballın, lingualde kısmen düzleşmiş oval protokon ve hipokonal oluşun varlığı ile karakteristik çok iri boyutlu bir Vallesiyen atıdır. Son çalışmalar ışığında bu tür aynı zamanda Türkiye (Küçükçekmece) ve Yunanistan (Nikiti-1) lokalitelerinden de tanımlanmıştır.

Kemiklitepe-A ve B (Uşak) lokalitelerindeki iri boyutlu *Hipparion* örnekleri *H. sp.* olarak tanımlanmıştır (Koufos ve Kostopoulos, 1994). Bu örneklerin morfolojik ve biyometrik özellikleri *H. brachypus* formu ile uyum sağlar. Sivas-Hafik-Düzyayla faunasında tanımlanan iri boyutlu *Hipparion* örnekleri *Hipparion* sp. olarak tanımlanmıştır (Kaya ve Forsten, 1999). Diğer bir iri form Muğla-Şerefköy faunasında kayıtlanan *Hipparion* sp. (Kaya vd., 2012) olup tüm bu lokalitelere ait örnekler biyometrik olarak Boyabağ örneklerinden çok daha küçüktür.

Boyabağ örnekleri Ankara-Sinap (Bernor vd., 2003) Vallesiyen'inde tanımlanan tüm *Hipparion* türlerinden daha büyük boyutlu olması ile farklılaşır. Aynı şekilde Boyabağ örnekleri Karaburun-Esendere'de tanımlanmış *H. mediterraneum* örneklerinden de biyometrik

ve morfolojik olarak oldukça farklıdır (Kaya vd., 2005). Boyabağ *H. brachypus*'un M1 pli sayısı 23; Akkaşdağ örneklerinden (pli sayısı 17: Vlachou ve Koufos, 2009) ve Sisam örneklerinden (pli sayısı 8) çok daha fazladır (Koufos ve Vlachou, 2005). Boyabağ lokalitesindeki *Hipparion* dişlerinin biyometrik olarak geç Vallesiyen yaşlı Nikiti-1 (Koufos vd. 2016 ve 2022; Koufos ve Vlachou, 2016) ve Küçükçekmece (Koufos ve Şen, 2016) *H. giganteum* örnekleri ile uyumlu olduğu görülür. Boyabağ *H. brachypus* örneklerinin pli sayısı tipik Pikermi formlarından (pli sayısı 10-18) fazla (Koufos, 1987) olup Nikiti-1 ve Küçükçekmece örneklerine (pli sayısı 15-21) yakındır. Benzerlik aynı şekilde protokon yapısı ve ölçüleri ile de uyumludur.

Sonuç olarak Boyabağ *Hipparion* örneğinin tüm morfolojik ve metrik verileri *H. giganteum* ile benzerlik göstermesinden ötürü bu çalışmada *H. aff. giganteum* olarak adlandırılmıştır. Yunanistan (Nikiti-1, MN10), Ukrayna (Grebeniki, MN10/11) ve ülkemizdeki (Küçükçekmece, MN10) geç Vallesiyen lokalitelerinde tanımlanan *H. giganteum*'a olan benzerliği nedeniyle Boyabağ *Hipparion* örneği için de geç Vallesiyen (MN10) yaşı uygun görülebilir.

Çizelge 1. 1. Maksimum yükseklik, 2. Uzunluk, 3. Protocone uzunluk/genişlik, 4a. Genişlik, 4b. Maksimum genişlik, 5. Pli sayısı (Eisenmann vd., 1988) (değerler mm).

Table 1. 1. Maximum height, 2. Length, 3. Protocone length/width, 4a. Width, 4b. Maximum width, 5. Number of pli (Eisenmann et al., 1988) (metrics in mm).

	1 (Yük)	2 (Uz)	3 (Pr)	4 (Gen)	4b	5. Pli sa.
P2	32,25	34,86	7,47/5,31	24,90	25,12	4-6-7-3/2
P3	29,32	27,72	6,27/4,20	26,36	27,38	4-9-7-3/3
P4	35,29	25,61	6,63/4,45	25,45	27,09	3-6-5-2/2
M1	32,36	23,79	6,58/3,91	24,09	24,95	3-9-6-5/3
M2	34,30	23,83	6,25/4,41	23,25	24,35	3-7-6-2/2
M3	25,40	38,00	7,35/4,39	20,32	22,59	4-7-7-4/2

2. *Hippopotamodon major*

Metod: Bu çalışmada *Hippopotamodon* örneği Pickford (1988 ve 2015)'e göre ölçülmüştür. Materyal Ege Üniversitesi Tabiat Tarihi Araştırma ve Uygulama Merkezi envanterindedir.

Takım: Artiodactyla Owen, 1848

Aile: Suidae Gray, 1821

Cins: *Hippopotamodon* Lydekker, 1877

***Hippopotamodon major* (Gervais, 1850)**

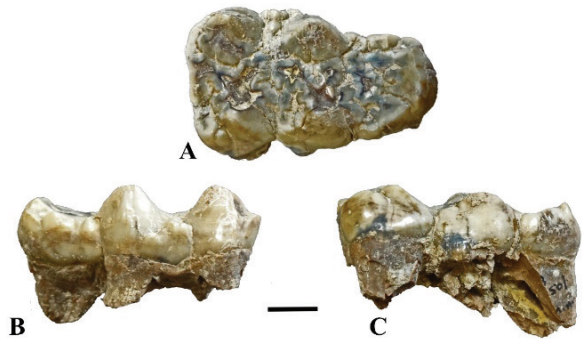
Lokalite: İzmir-Karaburun-Boyabağ (İKB)

Yaş: Geç Miyosen (geç Vallesiyen, MN10)

Materyal: Üst M3 (PV-3201) (Şekil 5)

Tanımlamalar

Tek bir M3/ materyali (sol) ile temsil edilir. Kuvvetli talon yapısı, anterior loph'lara yakın sayılabilecek genişliğe sahip olsa da, onlardan dardır. Anterior cingulum mevcuttur. Gelişkin median aksesuar tüberkül dişin iriliğinde ön plana çıkmaktadır. Basal pillar belirgindir. Paracone, protocone, metacone ve hypocone birbirlerine yakın gelişkinlik göstermektedirler. Hypoconule ise median aksesuar tüberkül kadar güçlü görünmektedir (Şekil 5).



Şekil 5. *Hippopotamodon major*, sol M3/ (PV-3201). Ölçek: 1 cm.

Figure 5. *Hippopotamodon major* left M3/ (PV-3201) Scale: 1 cm.

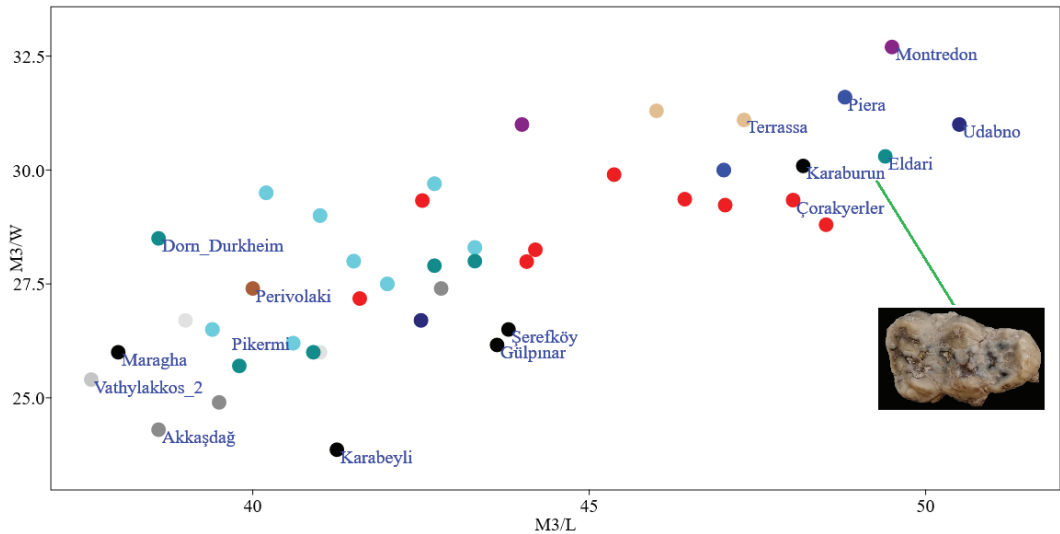
Karşılaştırmalar

Boyabağ örneğinin metrik değerleri (Uzunluk: 48,3; Genişlik: 30,2) geç Vallesiyen-erken Turoliyen *H. major* türleri ile uyumlu olup GD Akdeniz ve Anadolu’da orta Turoliyen’de yaygın olan *H. erymanthius* üyelerinden çok daha yüksek değere sahiptir. İzole dışlarda *H. major* ve *H. erymanthius* türleri ile *H. antiquus* ve *H. major* türlerini morfolojik olarak ayırt etmek oldukça zor olsa da MN10/11 *H. major* örneklerinde son molarların daha uzun ve daha geniş olduğu bilinmektedir. Boyabağ örneği iri boyutu ile Avrasya Vallesiyen’inden bilinen *H. antiquus* üyeleri içerisinde görece daha ufak olan formlara yakındır.

Anadolu lokalitelerinde *H. antiquus*’un Vallesiyen’de (Geraads vd. 2005; Kostopoulos ve Şen, 2016; van der Made, 2003), *H. major*’un geç Vallesiyen-erken Turoliyen’de (MN10/11), *H. erymanthius*’un ise orta Turoliyen’de (MN12) yaygın olduğu görülmektedir (van der Made vd., 2013; Pickford, 2015 ve 2016; Tarhan, 2021). Bu noktada Boyabağ örneğinin boyut ve morfolojisi, Çorakyerler (Çankırı, MN10/11) gibi Vallesiyen-

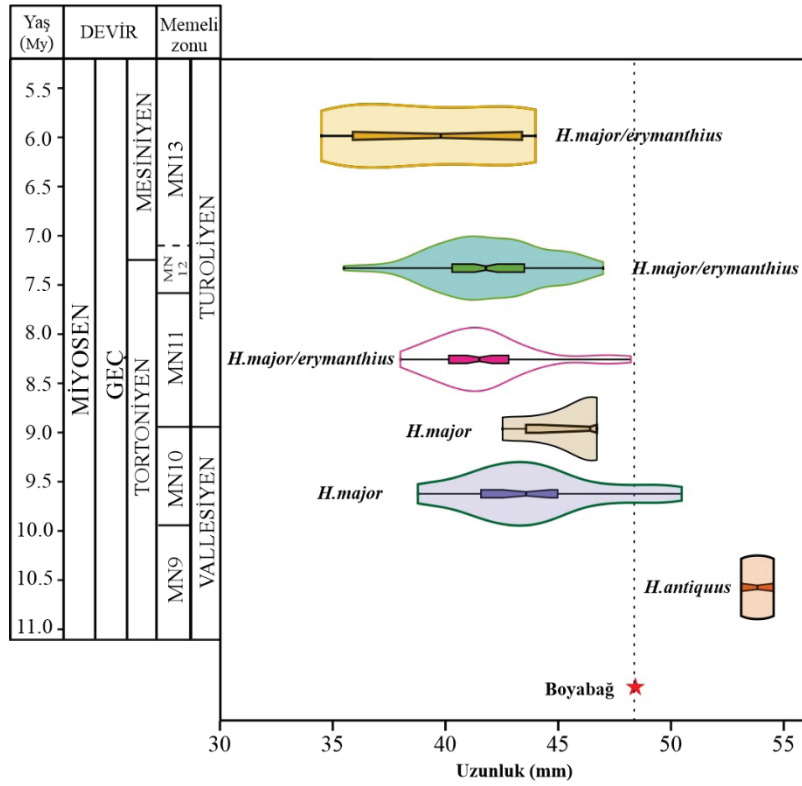
Turoliyen sınırına tarihlenmiş lokalitelerinden bilinen *Hippopotamodon* örneklerine büyük benzerlik göstermektedir (Kostopoulos vd., 2020 ve 2021; Tarhan, 2021) (Şekil 6). Boyabağ örneği Avrasya *Hippopotamodon* üyeleri içinde Terrassa (MN10: Pickford, 2015), Eldari (MN10: Pickford, 2015), Montredon (MN10: Pickford, 2015), Piera (MN11: Pickford, 2015), Udabno (MN11: Pickford, 2015) ve Çorakyerler (MN10/11) ile metrik ve morfolojik açıdan uyumludur (Tarhan, 2021). Şerefköy (MN12: Tarhan, 2021), Gülpınar (MN11: Tarhan, 2021), Karabeyli (MN12: Tarhan, 2021), Perivolaki (MN12: Sylvestrou ve Kostopoulos, 2006), Salonique (MN12: Sylvestrou ve Kostopoulos, 2009), Pikermi (MN12: Pickford, 2015), Akkaşdağ (MN12: Liu vd., 2005) ve Dorn Dürkheim (MN11: Pickford, 2015) *H. erymanthius* örneklerinden daha uzun ve geniş olması ile farklılaşır (Şekil 6 ve 7).

Sonuç olarak, Boyabağ *H. major* örneği gerek boyut gerek ise morfolojik karakterleri göz önüne alındığında, Avrasya erken *H. major* kayıtları içerisinde yer almaktadır. Bu açıdan lokalite için geç MN10 yaşı uygun görülebilir (Şekil 7).



Şekil 6. Geç Miyosen *Hippopotamodon* türlerinin üst M3 uzunluk/genişlik plot diagramı (Tarhan,2021’den derlenmiştir).

Figure 6. Upper M3 length/width plot diagram of Late Miocene *Hippopotamodon* taxa (Data from Tarhan,2021)



Şekil 7. *Hippopotamodon* taksonlarının üst M3 uzunluk değerlerinin kronolojik yayılımı. Boyabağ örneği (Kırmızı yıldız) (Tarhan,2021'den derlenmiştir).

Figure 7. Chronological distribution of upper M3 length values of *Hippopotamodon* taxa. Boyabağ sample (Red star) (Data from Tarhan,2021).

GEÇ MİYOSEN TORTULLAŞMASININ BÖLGESEL KORELASYONU

Eşendere Grubunun Litostratigrafik Korelasyonu

Eşendere grubunun Batı Anadolu Neojen havzalarında tanımlanmış litostratigrafik korelanları, Çanakkale havzasındaki denizel fasiyesler dışında bütünüyle karasaldir. Karasal tortullaşma düzeni birörnektir; stratigrafik olarak altta havza kenarı çökeliğini yansıtan alüvyon yelpazesi çökelleri ve yanal girik-düşey geçiş ilişkisiyle onların üzerinde yer alan gölsel çökellerden oluşur. Çubukludağ havzasında “Gaziemir grubu” (Göktaş, 2019) ve Manisa havzasında tanımlanan Geç Miyosen-erken Erken Pliyosen yaşlı “Develi ve Halitpaşa

formasyonları” (Kaya, vd., 2004) ile Yatağan havzasında “Yatağan formasyonu” (Atalay, 1980), Eşendere grubunun batı Ege Bölgesi'ndeki litostratigrafik eşdeğerleridir. Foça Çöküntüsü genelinde (Foça Yarımadası, Urla havzası ve İzmir Körfezi adaları) ve Söke-Kuşadası havzasında yürütülen önceki çalışmalarda, Eşendere grubunun litostratigrafik karşılığı olabilecek çökellerin varlığı bildirilmemiştir (Kaya, 1979 ve 1981; Ercan vd., 1986; Eşder vd., 1991; Göktaş, 1998; Ünay ve Göktaş, 1999; Gürer vd 2001; Göktaş, 2011; Sümer vd., 2013; Göktaş, 2016a; Uzelli vd., 2017).

Karaburun Yarımadası'nda, inceleme alanı dışında kalan ve litostratigrafik korelasyonla Eşendere grubuna eşdeğer kabul edilen başlıca

çökel toplulukları, Karaburun ilçe merkezi çevresinde (Şekil 8A) ve Çeşme Yarımadası'ndadır (Şekil 8B). Eşendere grubu, Göktaş (2014b) tarafından ilk tanımlandığı bölge olan Karaburun ilçe merkezi çevresinde altta alüvyon yelpazesi çökelleri (Saip formasyonu) ve üstte gölsel kireçtaşlarından (Çukurcak kireçtaşı) yapılıdır. Çeşme Yarımadası'nda Eşendere grubuna eşdeğer kabul edilen Kaştepe grubunun (Göktaş, 2020) tortullaşma düzeni de benzerdir; altta alüvyon yelpazesi çökelleri (Karagöz formasyonu) ve üstte gölsel çökeller (İnlince formasyonu) bulunur. Çalışma alanında ise, bu iki bölgedeki istiflerden farklı olarak, Saip formasyonu ile Çukurcak kireçtaşı arasında yer alan ve büyük memeli fosil kalıntıları kapsayan palustrin çamur düzlüğü çökelleri (Boyabağ formasyonu) ayırtlanmıştır (Şekil 8C).

Eşendere grubunun havza kenarı alüviyal çökelimini simgeleyen Saip formasyonu, GB Anadolu'nun Becker-Platen (1970) tarafından kurgulanan genelleştirilmiş Neojen stratigrafisindeki "Yatağan" ünitesinin ve Sisam Adası'nın Mytilini havzasında MN11-12 büyük memelileri kapsayan alüviyal Mytilini formasyonu (Kostoupoulos vd., 2009; Koufos vd., 2009; Konidaris ve Koufos, 2013) ile karşılaştırılabilir. Birim, Çeşme Yarımadası'ndaki Karagöz formasyonu, Çubukludağ havzasındaki Akçaköy formasyonu (Göktaş, 2019) ve Çanakkale Geç Miyosen havzasındaki alüviyal Gazhanedere formasyonunun (İlgar vd., 2012) litostratigrafik ve ortamsal korelasyonu olarak değerlendirilmiştir.

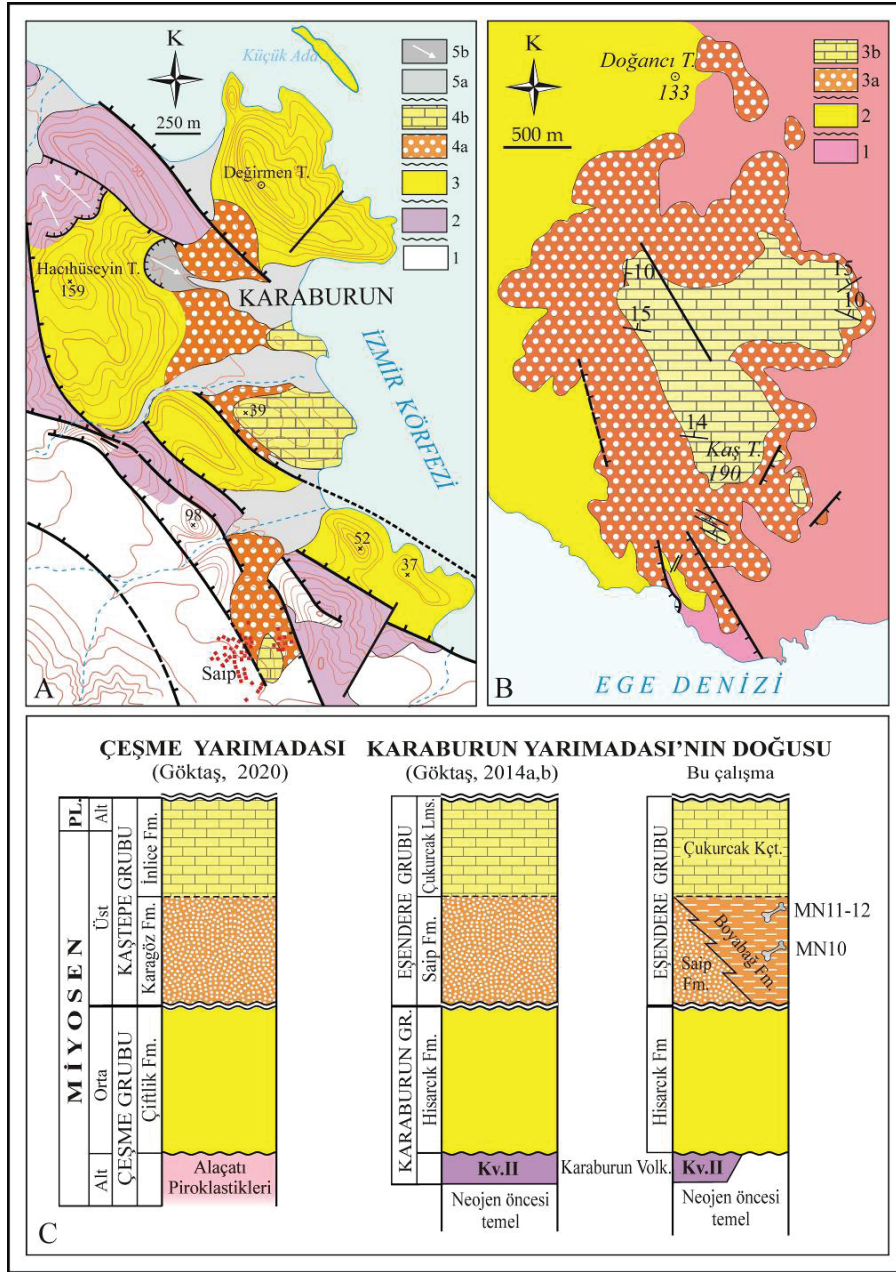
Eşendere grubunun son birimi olan Çukurcak kireçtaşı, Çeşme Yarımadası'nda İnlince formasyonu (Göktaş, 2020), Çubukludağ havzası kuzeyinde Buca formasyonu (Göktaş, 2019), Manisa-Halitpaşa çevresinde Halitpaşa formasyonu (Kaya vd., 2004), Sisam Adası'nın Mytilini havzasındaki Kokkarion formasyonu (Meissner, 1976; Weidmann vd., 1984) ile Milas

ve Yatağan havzalarındaki "Milet" ünitesinin (Becker-Platen, 1970) litostratigrafik eşdeğeridir. Foça Çöküntüsü'nün diğer bölümlerinde (Urla havzası ve Foça Yarımadası) ile Söke-Kuşadası havzasında birimin litostratigrafik karşılıkları bulunmaz.

Eşendere Grubunun Biyostratigrafik Korelasyonu

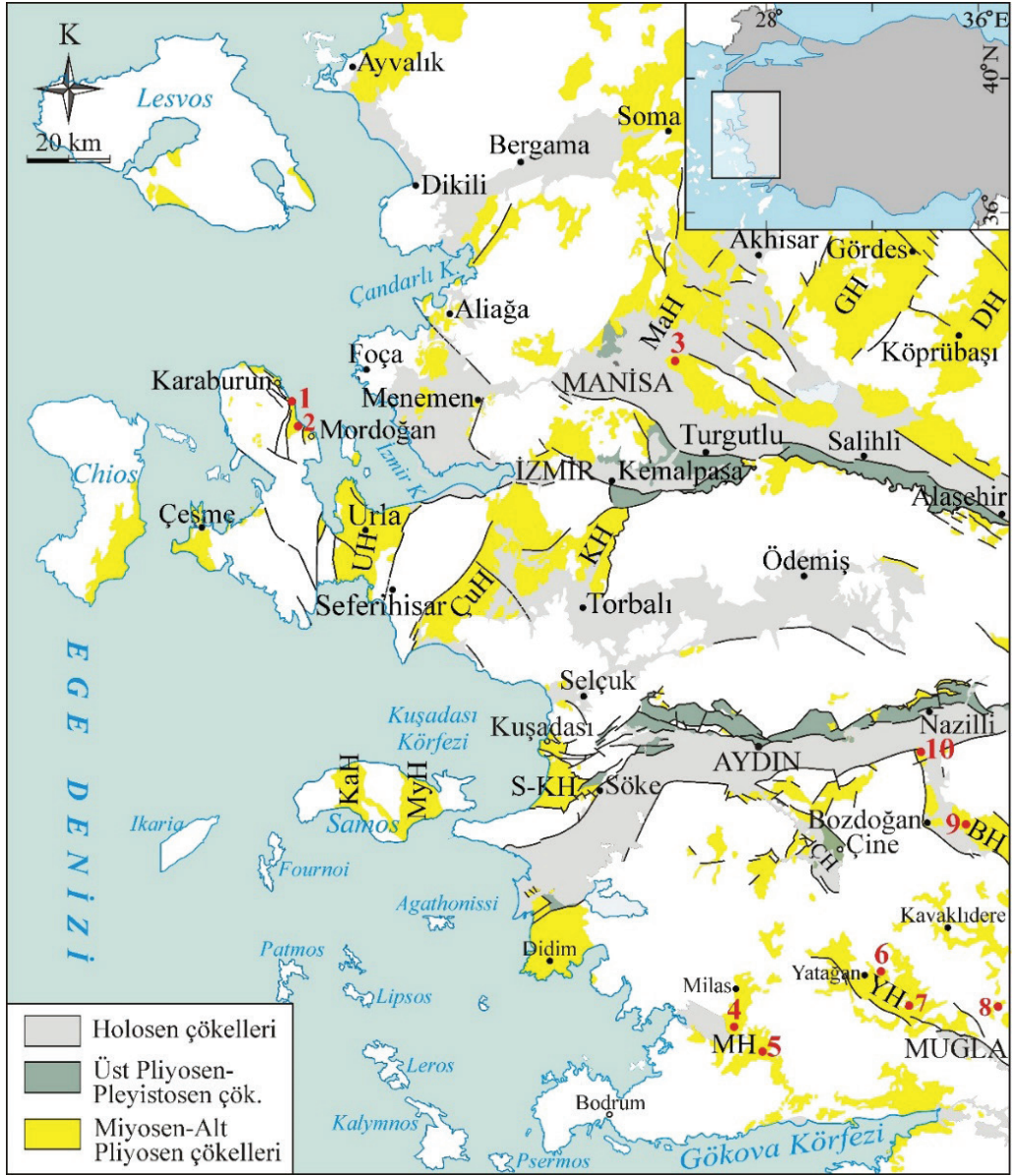
Ege Bölgesinde, Geç Miyosen havza açılımı ve dolgulanmasının başlangıcına işaret eden en yaşlı memeli faunaları Bozdoğan ve Çanakkale havzalarında tanımlanmıştır [Aydın-Bozdoğan-Direcik (MN9: Şen ve Sarıca, 2011); Çanakkale-Bayraktepe (MN9-10: Koufos vd., 2018 ve bu çalışmada değinilen referanslar), Çanakkale-Eceabat (MN10) ve Sığındere (MN10-11: Kaya, 1989)]. Bu yaşlı veriler dışında genel olarak MN11-14 biyozonları içinde dağılım gösteren fosil toplulukları, havza kenarlarından iç kesimlerine doğru gelişen alüvyon yelpazelerinin medyal ve distal bölümlerinde ya da distal kesimlerden havza ortalarındaki göllere yanal geçiş aralığını oluşturan çamur düzlüklerinde bulunmuştur.

Bu çalışmada tanımlanan MN10 memelileri dışındaki bulguların başlıcaları, İzmir-Mordoğan-Eşendere (MN11-12: Kaya, vd., 2005), Manisa-Develi ve Halitpaşa, (MN11-14: Kaya vd., 2004 ve bu çalışmada değinilen referanslar; Mayda vd., 2015), Aydın-Bozdoğan-Amasya (MN13: Sickenberg vd., 1975; Şen ve Sarıca, 2011), Muğla-Milas-Beyin (MN12-13: Sickenberg vd., 1975), Muğla-Milas-Ulaş (MN11-12: Sickenberg vd., 1975), Muğla-Salihpaşalar, Şerefköy, Elekçiköy (MN11-12: Sickenberg vd., 1975; Atalay, 1980; Kaya vd., 2012), Muğla-Yatağan-Bozarmut (MN14: Saraç, 2003) ve Muğla-Özlüce (MN10-11: Alpagut vd., 2014) lokalitelerinde tanımlanmıştır (Şekil 9).



Şekil 8. A) Eşendere grubu çökellerinin Karaburun ilçe merkezi çevresindeki dağılımı (Göktaş, 2014b): 1. Neojen öncesi temel, 2. Karaburun volkanitleri (2. Evre), 3. Hisarcık fm., 4. Eşendere grubu (4a: Saip fm, 4b: Çukurcak kireçtaşı), 5. Holocene çökelleri (5a: Alüvyon, 5b: Heyelan). **B)** Eşendere grubunun Çeşme Yarımadası'ndaki korelasyonu olan Kaştepe grubu çökellerinin tip lokalitesindeki dağılımı: 1. Alaçatı piroklastikleri, 2. Çiftlik fm., 3. Kaştepe grubu (3a: Karagöz fm., 3b: İnlice fm) (Göktaş, 2020), **C)** Stratigrafik korelasyon.

Figure 8. A) Distribution of Eşendere Group sediments around Karaburun district center (Göktaş, 2014b): 1. Pre-Neogene basement, 2. Karaburun volcanics (2nd phase), 3. Hisarcık fm., 4. Eşendere group (4a: Saip fm, 4b: Çukurcak limestone), 5. Holocene deposits (5a: Alluvium, 5b: Landslide). **B)** The distribution of the Eşendere Group deposits correlated with Kaştepe group deposits in the type locality on the Çeşme Peninsula, 1. Alaçatı pyroclastics, 2. Çiftlik fm., 3. Kaştepe Group (3a: Karagöz fm., 3b: İnlice fm) (Göktaş, 2020), **C)** Stratigraphic correlation.



Şekil 9. Batı Ege bölgesindeki Geç Miyosen memeli lokalitelerinin dağılımı. 1. İzmir-Karaburun-Eşendere, 2. İzmir-Karaburun-Boyabağ (bu çalışma), 3. Manisa-Halitpaşa, 4. Muğla-Milas-Beçin, 5. Muğla-Milas-Ulaş; 6. Muğla-Yatağan-Şerefköy ve Elekçiköy, 7. Muğla-Salihpaşalar ve Bayır, 8. Muğla-Özlüce, 9. Aydın-Bozdoğan-Amasya, 10. Aydın-Bozdoğan Direcik. UH: Urla havzası, MaH: Manisa havzası, GH: Gördes havzası, DH: Demirci havzası, ÇuH: Çubukludağ havzası, KH: Kocaçay havzası, S-KH: Söke-Kuşadası havzası, KaH: Karlovassion havzası, MyH: Mytilini havzası, BH: Bozdoğan havzası, MH: Milas havzası, YH: Yatağan havzası.

Figure 9. Distribution of late Miocene mammal localities in the western Aegean region. 1. İzmir-Karaburun-Eşendere, 2. İzmir-Karaburun-Boyabağ (this study), 3. Manisa-Halitpaşa, 4. Muğla-Milas-Beçin, 5. Muğla-Milas-Ulaş, 6. Muğla-Yatağan-Şerefköy and Elekçiköy, 7. Muğla-Salihpaşalar and Bayır, 8. Muğla-Özlüce, 9. Aydın-Bozdoğan-Amasya, 10. Aydın-Bozdoğan Direcik. UH: Urubasin, MaH: Manisa basin, GH: Gördes basin, DH: Demirci basin, ÇuH: Çubukludağ basin, KH: Kocaçay basin, S-KH: Söke-Kuşadası basin, KaH: Karlovassion basin, MyH: Mytilini basin, BH: Bozdoğan basin, MH: Milas basin, YH: Yatağan basin.

Batı Anadolu'nun K ve KD gidişli Neojen havzaları (Çeşme, Urla, Çubukludağ, Kocaçay, Gördes ve Demirci havzaları) ile Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinde yürütülen çalışmalarda ileri sürülen Geç Miyosen önerileri, biyokronolojik ya da jeokronolojik verilerle desteklenmemiştir. Bu yöndeki öngörüler, Batı Anadolu'nun egemen genişlemeli Miyosen döneminin jeodinamik evrimini açıklamaya yönelik olarak geliştirilen modelleri doğrulamak üzere, tortul istiflerin stratigrafik pozisyonuna ve/ya da litostratigrafik korelasyonlara dayandırılmıştır (Kaya, 1979 ve 1981; Akyürek ve Soysal, 1983; Emre, 1996; İnci, 1984, 1998a, b ve 2002; Genç ve Yılmaz, 2000; Yılmaz vd., 2000; Sözbilir, 2001; Genç vd., 2001; Erkül vd., 2005; Uzel ve Sözbilir, 2008; Çiftçi ve Bozkurt, 2009 ve 2010; Altunkaynak vd., 2010; Özkaymak vd., 2013; Uzel vd., 2012 ve 2013; Sözbilir vd., 2011 ve 2013; Çiftçi, 2013; Dönmez vd., 2014a ve b; Göktaş, 2014b ve 2020).

Eşendere grubunun GB Anadolu karasal Neojen havzalarındaki (Çal, Baklan, Acıgöl, Burdur, Çameli, Beyağaç havzaları) korelanlarında, genellikle MN11-12 memeli biyozonlarını gösteren memeli faunaları tanımlandığı gözetilerek, bu havzalardaki Geç Miyosen tortullaşmasının günümüzden ~9 My önce başladığı ve ~2 milyon yıl öncesine kadar devam ettiği ileri sürülmüştür (Alçiçek vd., 2019 ve bu çalışmada değinilen referanslar).

Bu çalışmada tanıtılan MN10 biyozonuna ait yeni memeli bulguları, Foça Çöküntüsü'ndeki Geç Miyosen tortullaşmasının ~10 milyon yıl önce başladığını göstermektedir. GB Anadolu Neojen havzalarında ve Sisam Adası'nda MN11-12 memelileri kapsayan Geç Miyosen çökeli ise ~9 My önce başlamıştır (Meissner, 1976; Weidmann vd., 1984; Alçiçek vd., 2019).

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Foça Çöküntüsü'nün batı kenarındaki Mordoğan alt havzasında tanımlanan Eşendere

grubu, alüviyal *Saip*, palustrin *Boyabağ* ve gölsel Çukurcak kireçtaşı formasyonlarından oluşmaktadır. Eşendere grubu çökelleri, Orta Miyosen sonundaki sıkışma fazında (Yılmaz, 2000; Yılmaz vd., 2000) deforme olarak su üstüne çıkan Orta Miyosen yaşlı Hisarcık formasyonunun gölsel çökelleri üzerinde uyumsuzlukla yer alır (Göktaş, 2014b). Karaburun Yarımadası'nda Geç Miyosen tortullaşmasının başlangıcını yansıtan *Saip* formasyonu ile Çeşme Yarımadası'ndaki eşdeğer çökeller, havza kenarlarında gelişen alüvyon yelpazesi çökeliğini yansıtır. *Boyabağ* formasyonunun, *Saip* formasyonu ile gölsel Çukurcak kireçtaşı arasında yer alan palustrin çamur düzlüğü istifile temsil edildiği değerlendirilmiştir. *Boyabağ* formasyonunun çamurtaşı egemen istifi içinde, MN10 biyozonuna işaret eden *Hipparion* aff. *giganteum* ve *Hippopotamodon major* tanımlanmış ve Foça Çöküntüsü'ndeki Geç Miyosen tortullaşmasının ~10 milyon yıl önce başladığı ileri sürülmüştür. Gölsel ortamda çökelen Çukurcak kireçtaşı, Eşendere grubunun son birimidir.

Boyabağ formasyonu, benzer çökme ortamı ve kayatürü bileşimi açısından Akhisar Çöküntüsü'ndeki *Develi* formasyonuna eşdeğer kabul edilmiştir. *Develi* ve *Halitpaşa* formasyonlarının MN12-14 biyozonları arasında dağılım gösteren Geç Miyosen-erken Erken Pliosen yaşlı memeli fosilleri kapsadığı bilinmektedir (Kaya vd., 2004; Mayda vd., 2015; NOW, 2022 ve bu çalışmalarda değinilen referanslar). Bu korelasyona dayanılarak, Eşendere grubu tortullaşmasının, günümüzden ~5 milyon yıl öncesine kadar kadar devam ettiği ileri sürülebilir. Akhisar Çöküntüsü'nde, Çukurcak kireçtaşına eşdeğer *Yaka* kireçtaşı üzerinde uyumsuzlukla yer alan *Gediz* grubu (Göktaş ve Hakyemez, 2015) tabanındaki flüviyal çökellerde *Mayda* vd. (2013) tarafından tanımlanan MN15 memeli faunası da önerilen 5 milyon yıllık sınırı doğrular. Yeni memeli bulguları ve korelatif biyokronoloji verilerine göre, Eşendere grubu

tortullaşmasının yaklaşık 10 My ile 5 My arasında geliştiği kabul edilmiştir.

Göktaş (2014b), Batı Anadolu'da birbirini izleyen iki evreli gerilme süreci arasındaki geç Erken Pliyosen sıkışma fazında (Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz, 2000; Bozkurt, 2000; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Kaya vd., 2004), Çukurcak kireçtaşı platformunun su üstüne çıkarak aşınmaya başladığını ileri sürer. Çalışma alanında, Çukurcak kireçtaşının yayılım alanı içinde belirlenen düşük amplitüdü kivrımlanma deformasyonu, bu sıkışma fazında kazanılmış olabilir (Şekil 2A ve C).

EXTENDED SUMMARY

The Eşendere Group, identified in the Mordoğan sub-basin on the western edge of the Foça Depression, consists of the alluvial Saip, palustrine Boyabağ and lacustrine Çukurcak limestone formations. The Eşendere Group unconformably overlies the lacustrine deposits of the Middle Miocene Hisarcık Formation. The Hisarcık Formation consists of middle Miocene lacustrine deposits outcropping in the north of the Karaburun Peninsula. The sedimentary sequence starts with alluvial deposits at the basin margin. The lacustrine succession, which overlies alluvial deposits with a lateral-vertical transition, starts with green claystone dominant deposits and ends with limestones. The Eşendere Group, unconformably overlying the Hisarcık Formation, begins with the alluvial Saip Formation, continues with the palustrine mud-flat deposits of Boyabağ Formation and ends with the lacustrine Çukurcak Limestone. Reflecting the beginning of late Miocene sedimentation, the Saip Formation consists of a conglomerate-sandstone assemblage deposited in an alluvial fan environment. The Boyabağ Formation, which is located between the Saip Formation and the lacustrine Çukurcak Limestone, consists predominantly of mudstones and includes biogenic limestone interlayers. It is





accepted as equivalent to the Develi Formation in Akhisar depression (Kaya et al., 2004) in terms of similar depositional environment and rock type composition.

Hipparion aff. giganteum and Hippopotamodon major, which were found in the mudstones of the Boyabağ Formation, are the first fossil records that indicate the MN10 biozone in the coastal Aegean region. Boyabağ hipparion indicates late Vallesian (MN10) age due to its similarity to H. giganteum from the late Vallesian localities in Greece (Nikiti-1, MN10), Ukraine (Grebeniki, MN10/11) and Turkey (Küçükçekmece, MN10). Considering both its size and morphological character, the Hippopotamodon major specimen is equivalent to Eurasian early H. major records and in this respect, late MN10 age is now considered. Based on these large mammal records, it is accepted that the late Miocene sedimentation in the Foça depression started ~10 Ma ago and continued until ~5 Ma, according to regional biochronological data.

KATKI BELİRTME

2008-30-14-01.g kodlu MTA projesi kapsamında yürütülen bu çalışma, TÜBİTAK 111Y192 no.lu proje ile desteklenmiştir.

ORCID

Fikret Göktaş  <https://orcid.org/0000-0002-0011-4361>
Tümel Tanju Kaya  <https://orcid.org/0000-0003-4363-4858>
Erhan Tarhan  <https://orcid.org/0000-0003-4793-6386>
Serdar Mayda  <https://orcid.org/0000-0001-5432-3559>

KAYNAKLAR / REFERENCES

Agostini, S., Tokçaeer, M. & Savaşçın, M. Y. (2010). Volcanic rocks from Foça-Karaburun and Ayvalık-Lesvos Grabens (Western Anatolia) and their petrogenic-geodynamic significance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19, 157-184.

- Akyürek, B. ve Soysal, Y. (1983). Biga Yarımadası Güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Ayvalık) Temel Jeolojik Özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 95/96, 1-13.
- Alçıçek, M. C., Mayda, S., Ten Veen, J. H., Boulton, S. J., Neubaer, T. A., Alçıçek, H., Tesakov, A., Saraç, G., Hakyemez, H. Y., Göktaş, F., Murray, A. M., Titov, V., Jimenez-Moreno, G., Büyükmeriç, Y., Wesselingh, F., Bouchal, J. M., Demirel, A., Kaya, T., Halaçlar, K., Bilgin, M., Hoek Ostende B. & L.W. van den (2019). Reconciling the stratigraphy and depositional history of the Lycian orogene top basins, SW Anatolia. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 99(4), 551-570.
- Alpagut, B., Mayda, S., Kaya, T., Göktaş, F., Halaçlar, K. & Kesici, S. D. (2014). Overview of recent research on Muğla-Özlüce mammalian fossil locality. 67. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*, (s.732-733). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları. http://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/72f251f4e9a785a_ek.pdf
- Altunkaynak, Ş., Rogers, N. W. & Kelley, S. P. (2010). Causes and effects of geochemical variations in late Cenozoic volcanism of the Foça volcanic centre, NWAnatolia, Turkey. *International Geology Review*, 52, 579-607.
- Atalay, Z. (1980). Muğla-Yatağan ve yakın dolay karasal Neojen'inin stratigrafisi araştırması. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 23, 3-99. https://jmo.org.tr/resimler/ekler/cc9499a0d98ef4a_ek.pdf
- Becker-Platen, J. D. (1970). Lithostratigraphische Untersuchungen im Kanozoikum Südwest-Anatoliens (Kanozoikum und Braunkohlen der Türkei 2). *Beihefte Geologischen Jahrbuch* 97, 244 p.
- Bernor, R. L., Scott, R. S., Fortelius, M., Kappelman, J. & Şen, Ş. (2003). Systematics and evolution of the late Miocene Hipparions from Sinap, Turkey. In Fortelius, M., Kappelman, J., Şen, Ş. & Bernor, R. L. (Eds.), *The geology and paleontology of the Miocene Sinap formation*. Columbia University Press, Turkey, New York
- Borsi, S., Ferrara, C., Innocenti, F. & Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea. *Bulletin of Volcanology*, 36, 473-496.
- Bozkurt, E. (2000). Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey and its tectonic implications. In E. Bozkurt, J. A. Winchester, J. D. A. Piper (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* (pp. 385-403). *Geological Society of London. Special Publication*, 173.
- Bozkurt, E. & Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two stage extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63-79.
- Brinkmann, R., Flügel, E., Jacopshagen, V., Lechnert, H., Rendel, B. & Trick, P. (1972). Trias, Jura und Unterkreide der Halbinsel Karaburun (West Anatolien). *Geology and Paleontology*, 6, 139-150
- Çakmakoğlu, A. ve Bilgin, Z. R. (2006). Karaburun Yarımadası'nın Neojen öncesi stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 132, 33-62.
- Çiftçi, N. B. & Bozkurt, E. (2009). Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben, SW Turkey. *Sedimentary Geology*, 216, 49-79.
- Çiftçi, N. B. & Bozkurt, E. (2010). Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: temporal and spatial variation of the graben basin. *Basin Research*, 22, 846-873
- Çiftçi, N. B. (2013). In-situ stress field and mechanics of fault reactivation in the Gediz Graben, Western Turkey. *Journal of Geodynamics*, 65, 136-147.
- Dönmez, M., Akçay, A. E. ve Türkecan, A. (2014a). 1:100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, İzmir K-17 Paftası. MTA Yayınları, No: 212.
- Dönmez, M., Akçay, A. E. ve Türkecan, A. (2014b). 1:100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, İzmir K-18 Paftası. MTA Yayınları, No: 213.
- Eisenmann, V., Alberdi, M. T., de Giuli, C. & Staesche, U. (1988). *Studying fossil horses. Volume 1. Methodology*. E.J. Brill, Leiden, New York & Copenhagen.

- Emre, T. (1996). Gediz grabeninin jeolojisi ve tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 171-185.
- Ercan, T., Akat, U., Günay, E. ve Savaşın, Y. (1986). Söke-Selçuk-Kuşadası dolaylarının jeolojisi ve volkanik kayaların petrokimyasal özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 105/106, 15-38.
- Erdoğan, B. (1990a). İzmir-Ankara Zonu'nun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2, 1-20.
- Erdoğan, B. (1990b). İzmir-Ankara Zonu İle Karaburun Kuşağının tektonik ilişkisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 110, 1-16.
- Erdoğan, B., Altın, D., Güngör, T. ve Özer, S. (1990). Karaburun Yarımadası'nın jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 111, 1-24.
- Erkül, F., Helvacı, C. & Sözbilir, H. (2005). Stratigraphy and geochronology of the Early Miocene volcanic units in the Bigadiç Borate Basin, Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14, 227-253.
- Eşder, T., Yakabağ, A., Sarıkaya, H. ve Çiçekli, K. (1991). *Aliğa (İzmir) yöresinin jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları*. [Rapor No: 9467]. MTA (yayımlanmamış).
- Genç, Ş. C. Ve Yılmaz, Y. (2000). Aliğa dolaylarının jeolojisi ve genç tektoniği. *Batı Anadolunun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM)*, Bildiri Özleri Kitabı, (s.152-159).
- Genç, Ş. C., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yılmaz, Y. & Yazman, M. (2001). The Çubukludağ Graben, Karaburun peninsula: its tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia. *Geodinamica Acta*, 14, 45-55.
- Geraads, D., Kaya, T. & Mayda, S. (2005). Late Miocene large mammals from Yulaflı, Thrace region, Turkey, and their biogeographic implications. *Acta Palaeontologica Polonica*, 50, 523-544.
- Göktaş, F. (1998). *Söke havzasının Neojen ve Kuvaterner stratigrafisi* [Rapor No: 10222]. MTA (yayımlanmamış).
- Göktaş, F. (2011). *Urla (İzmir) çöküntüsündeki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının jeolojik etüdü* [Rapor No: 11568]. MTA (yayımlanmamış).
- Göktaş, F. (2014a). Karaburun Yarımadası kuzey kıyı kesiminin Neojen stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 148, 43-61.
- Göktaş, F. (2014b). Karaburun (İzmir) çevresinin Neojen stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 149, 71-94.
- Göktaş, F. (2016a). İzmir -Dış- Körfezi'ndeki adaların Neojen stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 152, 1-24.
- Göktaş, F. ve Çakmaköğlü, A. (2018a). *1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Urla-K16 Paftası*. MTA Yayınları, No: 257.
- Göktaş, F. ve Çakmaköğlü, A. (2018b). *1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Urla-L16 Paftası*. MTA Yayınları, No: 258.
- Göktaş, F. ve Çakmaköğlü, A. (2018c). *1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Urla-L17 Paftası*. MTA Yayınları, No: 259.
- Göktaş, F. (2019). Çubukludağ havzasındaki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının stratigrafisi, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 62(1), 63-98. <https://doi.org/10.25288/tjb.521497>
- Göktaş, F. (2020). Çeşme Yarımadası'nın Neojen stratigrafisi ve bölgesel korelasyonu, Batı Anadolu, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 162, 31-54.
- Gromova, V. (1952). Le genre Hipparion. *Bureau de Recherches géologiques et Minières CEDP* 12, 288 s.
- Gürer, Ö. F., Bozcu, M., Yılmaz, K. & Yılmaz, Y. (2001). Neogene basin development around Söke-Kuşadası (western Anatolia) and its bearing on tectonic development of the Aegean region. *Geodinamica Acta* 14, 57-69.
- Helvacı, C., Ersoy, E. Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. & Uzel, B. (2009). Geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185, 181-202.
- İlgar, A., Demirci, E. S. ve Demirci, Ö. (2012). Biga Yarımadası Tersiyer istifinin stratigrafisi ve

- sedimentolojisi. Yüzer, E. ve Tunay, G. (Editörler). *Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi*. MTA Özel Yayın Serisi, No: 28, 75-121.
- Innocenti, F. & Mazzuoli, R. (1972). Petrology of İzmir-Karaburun volcanic area (West Turkey). *Bulletin of Volcanology*, 36, 83-104.
- İnci, U. (1984). Neogene oil shale deposits of Demirci and Burhaniye regions. *27th International Geological Congress*, Abs. VII, (p.13-16).
- İnci, U. (1998a). Lignite and carbonate deposition in Middle lignite succession of the Soma formation, Soma coalfield, western Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 37, 287-313.
- İnci, U. (1998b). Miocene synvolcanic alluvial sedimentation in lignite-bearing Soma Basin, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 63-78.
- İnci, U. (2002). Depositional evolution of Miocene coal successions in the Soma coalfield, western Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 51, 1-29.
- Kaya, O. (1979). Orta Doğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22(1), 35-58.
- Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy*, 10, 164-191.
- Kaya, O., Ünay, E., Saraç, G., Eichhorn, S., Hassenrück, S., Knappe, A., Pekdeğer, A. & Mayda, S. (2004). Halitpaşa Transpressive Zone: Implications for an Early Pliocene compressional phase in Central Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 1-13.
- Kaya, T. T. (1989). Alçıtepe (Gelibolu Yarımadası) Yöresi Memeli Faunaları: Perissodactyla Bulguları. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 32, 79-89. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/77669af68dbccab_ek.pdf
- Kaya, T. T. (1992). Bayraktepe'de (Çanakale) Rhinocerotidae fosilleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 114, 145-154.
- Kaya, T. T. & Forsten, A. (1999). Late Miocene Ceratotherium and Hipparion (Mammalia, Perissodactyla) from Duzyayla (Hafik, Sivas), Turkey. *Geobios*, 32, 743-748.
- Kaya, T. T., Geraads, D. & Tuna, V. A. (2003). Mordoğan, a new Middle Miocene mammalian fauna from Western Turkey. *Paläontologische Zeitschrift*, 77(2), 293-302.
- Kaya, T. T., Geraads, D. & Tuna, V. A. (2005). New late Miocene mammalian fauna in the Karaburun Peninsula (Western Turkey). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 236(3), 321-349.
- Kaya, T. T., Mayda, S., Kostopoulos, D. S., Alcicek, M. C., Merceron, G., Tan, A., Karakutuk, S., Giesler, A. K. & Scott, R. S. (2012). Şerefköy-2, a new Late Miocene mammal locality from the Yatağan Formation, Muğla, SW Turkey. *Comptes Rendus Palevol.*, 11, 5-12.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. & Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156, 605-616.
- Konidaris, G. & Koufos, G. D. (2013). Late Miocene Proboscidea (Mammalia) from Macedonia and Samos Island, Greece: Preliminary results. *Paläontologische Zeitschrift*, 87, 121-140.
- Kostopoulos, D. S., Koufos, G. D., Sylvestrou, I. A., Syrides, G. E., Ioanna, A., George, E. & Tsombachidou, E. (2009). The Late Miocene Mammal Faunas of the Mytilinii Basin, Samos Island, Greece: New Collection: 2. Lithostratigraphy and Fossiliferous Sites. *Beiträge zur Paläontologie*, 31, 13-26.
- Kostopoulos, D. S. & Şen, Ş. (2016). Suidae, Tragulidae, Giraffidae, and Bovidae. *Geodiversitas*, 38, 273-298.
- Kostopoulos, D. S., Sevim Erol, A., Mayda, S., Yavuz, Y. A., & Tarhan, E. (2020). Qurliqnoria (Bovidae, Mammalia) from the Upper Miocene of Çorakyerler (Central Anatolia, Turkey) and its biogeographic implications. *Palaeoworld*, 29, 629-635.
- Kostopoulos, D. S., Sevim Erol, A., Yavuz, A. Y. & Mayda, S. (2021). A new late Miocene bovid

- (Mammalia: Artiodactyla: Bovidae) from Çorakyerler (Turkey). *Fossil Record*, 24, 9-18.
- Koufos, G. D. (1987). Study of the Turolian hipparions of the lower Axios Valley (Macedonia, Greece). 1. Locality "Ravin des Zouaves-5" (RZO). *Geobios*, 20, 293-312
- Koufos, G. D. & Kostopoulos, D. S. (1994). The late Miocene mammal localities of Kemiklitepe (Turkey). 3. Equidae. *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle Paris*, 4e Ser. Sect C, 16, 41-80.
- Koufos, G. D. & Vlachou, T. D. (2005). Equidae (Mammalia, Perissodactyla) from the Late Miocene of Akkasdagı, Turkey. *Geodiversitas*, 27, 633-705.
- Koufos, G. D., Kostopoulos, D. S. & Vlachou, T. (2009). The Late Miocene Mammal Faunas of the Mytilinii Basin, Samos Island, Greece: New Collection 16, Biochronology. *Beiträge zur Paläontologie*, 31, 397-408.
- Koufos, G. D. & Şen, Ş. (2016). Equidae. In Ş. Şen (Ed.), *Late Miocene mammal locality of Küçükçekmece, European Turkey*. *Geodiversitas*, 38(2), 225-243.
- Koufos, G. D., Vlachou, T. D. (2016). Equidae. In: G. D. Koufos, & D. S. Kostopoulos, (Eds.), *Palaeontology of the upper Miocene vertebrate localities of Nikiti (Chalkidiki peninsula, Macedonia, Greece)*. *Geobios*, 49, 85-118.
- Koufos, G. D., Kostopoulos, D. S. & Vlachou, T. D. (2016). Revision of the Nikiti 1 (NKT) fauna with description of new material. *Geobios*, 49, 11-22.
- Koufos, G. D., Mayda, S. & Kaya, T. (2018). New carnivoran remains from the Late Miocene of Turkey. *PALZ*, 92(1), 131-162.
- Koufos, G. D., Vlachou, T. D. & Gkeme, A. G. (2022). The Fossil Record of Equids (Mammalia: Perissodactyla: Equidae) in Greece. In: E. Vlachos (Ed.), *Fossil Vertebrates of Greece Vol. 2 Laurasiatherians, Artiodactyles, Perissodactyles, Carnivorans, and Island Endemics (pp:351-401)*. Springer Nature Switzerland.
- Liu, L. P., Kostopoulos, D. S. & Fortelius, M. (2005). Suidae (Mammalia, Artiodactyla) from the late Miocene of Akkaşdağı, Turkey. *Geodiversitas*, 27(4), 715-733.
- Mayda, S., Titov, V. V., Tesakov, A. S., Göktaş, F. & Alçiçek, M. C. (2013). Revision of Plio-Pleistocene mammalian faunas from Çobanisa area (Western Turkey). *VIII. All-Russian Conference on Quaternary Research, "Fundamental Problems of Quaternary, Results and Main Trends of Future Studies"*, Collection of papers, (pp. 396-397).
- Mayda, S., Sotnikova, M., Tesakov, A., Tan, A. & Kaya, T. T. (2015). Miocene Pliocene transitional mammalian fauna of Develi Turkey. *61th Annual Session of the Russian Paleontologica Society*, 182-183.
- Meissner, B. (1976). Das Neogene von Ost-Samos Sedimentationsgeschichte und Korrelation. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlung*, 152, 161-176.
- NOW, 2022. The NOW Community. New and old worlds database of fossil mammals (now). Licensed under CC BY 4.0, 2020. <http://www.helsinki.fi/science/now/>
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. & Uzel, B. (2013). Neogene-Quaternary evolution of the Manisa Basin: Evidence for variation in the stress pattern of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia. *Journal of Geodynamics*, 65, 117-135.
- Pickford, M. (1988). Revision of the Miocene Suidae of the Indian Subcontinent. *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Geologie und Paläontologie*, 12, 1-91.
- Pickford, M. (2015). Late Miocene Suidae from Eurasia: the Hippopotamodon and Microstonyx problem revisited. *Münchener geowissenschaftliche Abhandlungen. Reihe A, Geologie und Paläontologie*, 42, 1-126.
- Pickford, M. (2016). Hippopotamodon erymanthius (Suidae, Mammalia) from Mahmutgazi, Denizli-Çal Basin, Turkey. *Fossil Imprint*, 72(3-4), 183-201.

- Saraç, G. (2003). *Türkiye Omurgalı Fosil Yatakları*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Raporu. Jeoloji Kütüphanesi 637, 218s.
- Sickenberg, O., Becker-Platen, J. D., Benda, L., Berg, D., Engesser, B., Gaziry, W., Heissig, K., Hünermann, K. A., Sondaar, P. Y., Schmidt-Kittler, N., Staesche, K., Staesche, U., Steffens, P., Tobien, H. (1975). Die Gliederung des höheren Jungtertiärs und Altquartärs in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen-Gliederung. *Geologisches Jahrbuch B 15*, 167pp.
- Sözbilir, H. (2001). Extensional Tectonics and the Geometry of Related Macroscopic Structures: Field Evidence from the Gediz Detachment, Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 51-67.
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. & Akkiraz, S. (2011). Tectonic implications of zone: the Kocayaş Basin, western Anatolia, Turkey. *Basin Research*, 23(4), 423-448. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00496.x>
- Sözbilir, H., İnci, U., Erkül, F. & Sümer, Ö. (2013). *An active intermitten transform zone accommodating N-S extension in Western Anatolia and its relation to the North Anatolian Fault System International Workshop on the North Anatolian and Dead Sea Fault Systems*. Recent Progress in Tectonics and Paleoseismology, and Field Training Course in Paleoseismology, Ankara.
- Sümer, Ö., İnci, U. & Sözbilir, H. (2013). Tectonic evolution of the Söke basin: Extension-dominated transtensional basin formation in western part of the Büyük Menderes Graben Western Anatolia, Turkey. *Journal of Geodynamics*, 65, 148-175.
- Sylvestrou, I. & Kostopoulos, D. S. (2006). The late Miocene vertebrate locality of Perivolaki, Thessaly, Greece. 7. Suidae. *Palaeontographica, Abt. A*, 276, 121-133.
- Sylvestrou, I. A. & Kostopoulos, D. S. (2009). The Late Miocene Mammal Faunas of the Mytilinii Basin, Samos Island, Greece: New Collection. 12. Suidae. *Beiträge zur Paläontologie*, 31, 283-297.
- Şen Ş. & Sarıca, N. (2011). Middle-Late Miocene Spalacidae (Mammalia) From Western Anatolia, and the Phylogeny of the Family. *Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University*. 32(1), 21-50
- Tarhan, E. (2021). *Geç Miyosen Dönem Anadolu Suidlerinin Paleontolojik Analizi*. [Yayımlanmamış Doktora Tezi] Ankara Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü.
- Türkecan, A., Ercan, T. ve Sevin, D. (1998). *Karaburun Yarımadası'nın Neojen volkanizması*. (Rapor No:10185). MTA (Yayımlanmamış).
- Uzel, B. & Sözbilir, H. (2008). A First Record of a Strike-slip Basin in Western Anatolia and Its Tectonic Implication: The Cumaovası Basin. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559-591.
- Uzel, B., Sözbilir, H. & Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic Evolution of an Actively Growing Superimposed Basin in Western Anatolia: The Inner Bay of İzmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 439-471.
- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Kaymakçı, N. & Langereis, C. G. (2013). Structural evidence for strike-slip deformation in the İzmir-Balıkesir transfer zone and consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey). *Journal of Geodynamics*, 65, 94-116.
- Uzelli, T., Baba, A., Gül Mungan, G., Dirik, R. K. & Sözbilir, H. (2017). Conceptual model of the Gülbahçe geothermal system, Western Anatolia, Turkey: Based on structural and hydrogeochemical data. *Geothermics*, 68, 67-85.
- Ünay, E. ve Göktaş, F. (1999). Söke Çevresi (Aydın) Geç-Erken Miyosen ve Kuvaterner yaşlı küçük memelileri: Ön sonuçlar. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 42, 99-113. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/1894d6f048493d2_ek.pdf
- Van der Made, J. 2003. Fossil Suidae of the Miocene Sinap Formation, Turkey. In: M. Fortelius, J., Kappelman, S., Sen, & R.L. Bernor (Eds.), *Geology and Paleontology of the Miocene Sinap Formation, Turkey* (pp. 308-327). University of Columbia Press, New York.

- Van der Made, J., Güleç, E. & Erkman, A. (2013). *Microstonyx* (Suidae, Artiodactyla) from the Upper Miocene of Hayranli-Haliminhani, Turkey. *Turkish Journal of Zoology*, 37, 106-122.
- Vlachou, T. D. (2013) *Palaeontological, biostratigraphical and palaeoecological study of the Greek hipparions* [Doktora Tezi]. Aristotle University Thessaloniki. *Scientific Annals, School of Geology*, 154, 580 pp.
- Vlachou, T. D. & Koufos, G. D. (2009). The Late Miocene mammal faunas of the Mytilinii Basin, Samos Island, Greece: new collection. 11. Equidae. *Beitraege zur Palaeontologie*, 31, 207-281.
- Weidmann, M., Solounias, N., Drake, R. E. & Curtis, J. (1984). Neogene stratigraphy of the Mytilini Basin, Samos Island, Greece. *Geobios*, 17(4), 477-490.
- Yılmaz, Y. (2000). Ege bölgesinin aktif tektoniği. *Bati Anadolu'nun deprenselliği Sempozyumu (BADSEM-2000)*, Bildiri Özleri Kitabı, (s.3-14).
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, Ö.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacik, Z., Altunkaynak, Ş. & Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop?. In E. Bozkurt, J. A. Winchester, J. D. A. Piper (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* (pp. 353-384). *Geological Society of London. Special Publication*, 173.



**İnlice (Konya-Türkiye) Yüksek Sülfidasyon Epitermal Altın Yatağının Jeolojisi,
Alterasyonu ve Jeokimyasal Karakteristikleri**
Geology, Alteration and Geochemical Characteristics of Inlice (Konya-Turkey)
High Sulphidation Epithermal Gold Deposit

Mustafa Haydar Terzi¹ , Erkan Yılmaz¹ , İlkyay Kuşcu² , Sercan Bozan³ 

¹ *Aksaray Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Aksaray*

² *Ortaköy Mah. Diğer Küme Evleri No: 349/7 Muğla*

³ *ESAN Eczacıbaşı Endüstriyel Hammaddeler Sanayi ve Ticaret A.Ş., Girne Mahallesi Nehir Sokak
No: 1-3/33 Maltepe/İstanbul*

• Geliş/Received: 16.06.2022

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 19.08.2022

• Kabul/Accepted: 06.10.2022

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 15.12.2022

• Baskı/Printed: 31.01.2023

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: İnlice yüksek sülfidasyon epitermal altın yatağı, Erenlerdağ-Alacadağ Volkanik Kompleksi (EAVK) içerisinde ve Konya ilinin yaklaşık 40 km güneybatısında yer almaktadır. Çalışma alanında stratigrafik konumlarına göre alttan üste doğru andezit, blok ve kül akıntısı, bazaltik andezit lav akıntısı ve andezit lav akıntısı olmak üzere dört birime ayrılan volkanik ve volkano-sedimanter kayalar, yamaç molozu ve alüvyonlar tarafından uyumsuz olarak örtülürler. Andezitler içerisinde gözlenen alterasyonların merkezinden dışa doğru sırasıyla kovuklu-şeker ve kalsedonik/opalin dokulu kuvars damarlarından oluşan silisleşmeler, ileri arjilik, ortaç arjilik ve piropilitik alterasyon zonları tanımlanmıştır. Bu alterasyon topluluklarına ek olarak sadece Merkez Zonun derin kesimlerinde gözlenen manyetit, kuvars, biyotit ve anhidrit içerikli potasik bir alterasyon zonu da tanımlanmıştır. Cevherleşmeler, yaygın olarak pirit daha az oranda enarjit, kalkopirit, kalkosin, kovellin, sfalerit ve markazit gibi sülfid mineralleri ile temsil edilmektedir. Petrografik olarak altın taneleri özellikle sülfid minerallerinin oksidasyona maruz kaldığı kesimlerde saçınımlı olarak 2 ile 6 µm arası boyutlarda gözlenmektedir.

Alterasyon zonlarındaki jeokimyasal değişimin derecesi silisleşmelerden piropilitik alterasyona doğru azalmakta olup, bu değişim, alterasyon zonlarında gözlenen mineralojik değişimle uyumludur. Bununla birlikte taze andezitlerden ileri arjilik alterasyon ve silisleşmelere doğru özellikle As, Sb, Bi, Ag ve Au gibi elementler zenginleşme gösterirken, Zn ve Ni'deki fakirleşmeler belirginleşmektedir. Ayrıca yapılan çalışmalar kalsedonik/opalin dokulu kuvars damarlarındaki Pb ile ileri arjilik alterasyon ve silisleşmelerdeki düşük Rb/Sr değerlerinin en azından İnlice bölgesi için jeokimyasal bir kılavuz olarak kullanılabilceğini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Alterasyon, altın, cevherleşme, İnlice, jeokimya, yüksek sülfidasyon.

Abstract: Inlice high sulphidation epithermal gold deposit is located in the Erenlerdağ-Alacadağ Volcanic Complex (EAVC), approximately 40 km southwest of Konya city centre. The volcanic and volcano-sedimentary rocks seen in the study area are andesite, block and ash flow, basaltic andesite lava flow and andesite lava flow, from oldest to youngest. The youngest units unconformably covering the volcanic and volcano-sedimentary rocks are talus and alluvium. Four different alteration zones in the andesites moving from the centre of the alteration toward fresh rock are i) silicified zones (consisting of vuggy-sugary and chalcedonic/opaline quartz veins), ii) advanced argillic alteration, iii) intermediate argillic and iv) propylitic alteration. In addition, a potassic alteration zone consisting

of magnetite, quartz, biotite and anhydrite was identified in the deep part of the Merkez Zone. The mineralisation is commonly represented by pyrite, and to a lesser extent enargite, chalcopyrite, covellite, chalcocite, sphalerite and marcasite. Petrographically, the fine-grained gold grains (between 2-6 µm) are only observed in areas where sulphide minerals are oxidised.

The degree of geochemical variation in the alteration zones decreases from silicified zones to propylitic alteration, and this variation is largely consistent with the mineralogies observed in these zones. Moreover, enrichment in As, Sb, Bi, Ag and Au, and depletion in Zn and Ni are especially notable from fresh/least altered andesites towards advanced argillic alteration and silicified zones. In addition, studies showed that the high Pb value in chalcedonic/opaline textured quartz veins and low Rb/Sr value in advanced argillic alteration and silicified zones can be used as a geochemical guide, at least for the İnce region.

Keywords: Alteration, geochemistry, gold, high sulphidation, İnce, mineralisation.

GİRİŞ

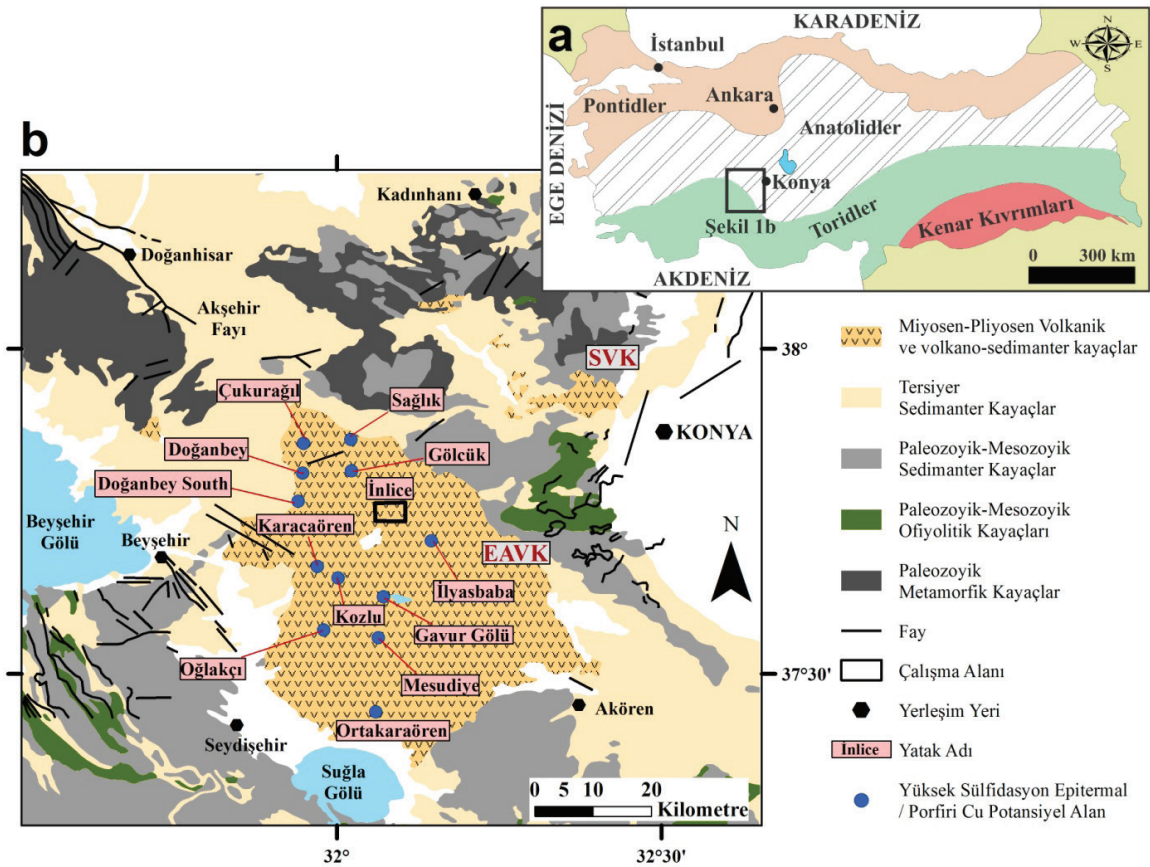
İnce yüksek sülfidasyon epitermal altın yatağı, Konya şehir merkezinin yaklaşık 40 km güneybatısında, Toros kuşağının kuzeyinde (Şekil 1a) Erenlerdağ-Alacadağ Volkanik Kompleksi (EAVK; Gençoğlu Korkmaz vd., 2017) olarak tanımlanan alan içerisinde yer almaktadır (Şekil 1b). Bu yatak, 2017 yılından bu yana açık ocak işletme yöntemi ile ESAN Eczacıbaşı Endüstriyel Hammaddeler Sanayi ve Ticaret A.Ş tarafından oksitli zonlarda işletilmektedir. İleriki dönemlerde sülfidli zonların da işletilmesi amacı ile tesis içerisinde planlamalar yapılmaktadır. Sınır tenörü (cut-off grade) 0,3 gr/t olan yatakta 2,36 gr/t Au tenörlü 629.000 ton yerinde oksitli cevher ve 0,79 gr/t Au tenörlü 466.000 ton talus malzemede (yamaç molozu/döküntü) cevher mevcut olup, toplam altın rezervi 59.600 oz olarak hesaplanmıştır. Oksitli zonlar altında yer alan sülfidli zonlarda ise 164.000 oz Au kaynağının olduğu tahmin edilmektedir (URL-1). İnce epitermal altın yatağının keşfinden önce EAVK içinde daha önce herhangi altın cevherleşmesi tanımlanmadığı için bu bölge, bu ve benzer cevherleşmelerin aranabileceği bir maden arama bölgesi olarak da değerlendirilmemiştir. Bu yatağın keşfi 2003 yılında Konya-Seydişehir karayolu üzerindeki mostralardan (daha sonraları Keşif Zon olarak tanımlanan) alınan örneklerden elde edilen altın değerleri sayesinde özel bir madencilik şirketi (Stratex International PLC) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu keşif, bölgeye ilginin

artmasına ve arama çalışmalarının bu bölge ve civarında yoğunlaşmasına neden olmuştur. İnce epitermal altın yatağının keşfiyle birlikte EAVK üzerinde yapılan uzaktan algılama çalışmaları, maksimum 838 ppm Mo (Ortalama: 20 ppm), maksimum 0,567 ppm Au (Ortalama: 0,05 ppm Au) ve maksimum 1841 ppm Cu (Ortalama: 53 ppm) değerlerine sahip Doğanbey porfiri Au-Cu-Mo oluşumları ile Doğanbey South, Çukurağıl, Sağlık, Gölcük, İlyasbaba, Gavur Gölü, Mesudiye, Oğlakçı, Ortakaraören, Karacaören ve Kozlu gibi birçok yüksek sülfidasyon epitermal-porfiri potansiyel sahalarının keşfine de ön ayak olmuştur (Stratex International PLC, 2006; Hall vd., 2007; Davidson vd., 2008; Esan Arşiv, 2022) (Şekil 1b). Bu gelişmeler, EAVK'nın ve ilişkili Tersiyer volkanizmasının epitermal-porfiri sistemler açısından önemli bir potansiyeli olduğunu ortaya koymuştur.

İnce (Konya) epitermal altın yatağının bulunduğu bölgenin jeolojisi, kil oluşumları, volkanik kayalar ve petrojenezine yönelik, bölgenin maden jeolojisine ve altın cevherleşmesinin zenginleştirilmesi ile ilgili çok sayıda çalışmalar mevcuttur (Göğür ve Kırıl, 1973; Ota ve Dincel, 1975; Özgül, 1976; Besang vd., 1977; Keller vd., 1977; Görmüş, 1984; Ercan, 1986; Eren, 1993; Çelik vd., 1994; Ulu vd., 1994; Kasapoğlu vd., 1997; Özkan, 1998; Temel vd., 1998; Platzman vd., 1998; Kadir ve Karakaş, 2000; Karakaya vd., 2001; Tatar vd., 2002; Bozoğlu, 2003; Dinç, 2004; Kurt vd., 2003

ve 2005; Uysal, 2008; Çömlekçiler, 2009; Arık ve Öztürk, 2011; Koç vd., 2012; Asan ve Ertürk, 2013; Koç, 2013; Ay, 2015; Aydar vd., 2015; Gençoğlu Korkmaz, 2015; Koçak ve Zedef, 2016; Uyanık ve Koçak, 2016; Gençoğlu Korkmaz vd., 2017; Gündüz, 2017; Döğme, 2018; Rabayrol vd., 2019a; Selçuk ve Güney, 2020). Bu altın yatağını konu edinen çalışmalar mevcut olmasına rağmen (Hall vd., 2007; Kuşcu vd., 2011; Rabayrol, 2018; Rabayrol vd., 2019b; Kuşcu vd., 2019; Georagatou ve Chiaradi, 2020) yatağın alterasyonu ve cevherleşmeleri barındıran volkanik kayalarla olan ilişkileri ve ayrıca yan kayaç alterasyon

tiplerinin belirlenmesini ve bunlardaki jeokimyasal değişimleri ortaya koyan mineralojik-petrografik ve jeokimyasal çalışmalar yeterli detaya sahip değildir. Bu çalışma kapsamında İnlice bölgesi ve yakın çevresinde varolan jeoloji ve 1/1.000 ölçekli alterasyon haritalarının revizyonu, petrografik incelemeler, mineralojik (XRD, Terraspec ve SEM) ve jeokimyasal analizler (WD-XRF ve ICP-MS) gerçekleştirilmiştir. Bu doğrultuda cevherleşmelere yan kayaçlık eden volkanik kayalar ile alterasyonların mineralojik-petrografik özellikleri ile jeokimyasal karakteristikleri ve yatağın genel özellikleri ortaya konmuştur.



Şekil 1. a) Türkiye'nin tektonik birlikleri (Ketin, 1966), **b)** Çalışma alanı ve yakın çevresine ait jeoloji haritası (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) 1/500000 Türkiye Jeoloji haritasından basitleştirilmiş ve değiştirilmiştir; SVK: Sulutaş Volkanik Kompleksi, EAVK: Erenlerdağ-Alacadağ Volkanik Kompleksi).

Figure 1. a) The tectonic units in Turkey (Ketin, 1966), **b)** Geological map of the study area (Simplified and modified from 1/500,000 Turkey Geological Map of the General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA); SVK: Sulutaş Volcanic Complex, EAVK: Erenlerdağ-Alacadağ Volcanic Complex).

BÖLGESEL JEOLJİ

Çalışma alanında gözlenmesi de EAVK'nın temelinde, Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı metamorfik, ofiyolitik ve denizel kökenli sedimanter kayaçlar bulunmaktadır (Eren, 1993; Temel vd., 1998). Bozdağlar Masifi olarak tanımlanan temel kayaçlar otokton ve allokton konumları açısından i) otokton veya paraotokton konumlu Permo-Mezozoyik yaşlı Gökçeyurt grubu (alttan üstte doğru; Derbent, Aladağ ve Lorasdağ formasyonları), ii) Gökçeyurt grubunu ve ofiyolitik kayaçları tektonik olarak üzerleyen allokton konumlu Lâdik metamorfikleri (alttan üstte doğru; Sızma ve Ardıçlı grupları) ve iii) Lâdik metamorfiklerinin altında çok dar bir alanda yüzlek veren ve tektonik pencerede görülen allokton konumlu Çayırbağı ofiyoliti olmak üzere 3 grup olarak adlandırılmıştır (Eren, 1993). Bu kayaçlar, Konya'nın batı-güneybatısı yönünde Akören, Seydişehir ve Beyşehir bölgeleri arasında yaygın olarak gözlenen Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanik, volkano-sedimanter ve sedimanter kayaçlar tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir (Keller vd., 1977; Eren, 1993; Temel vd., 1998; Kadir ve Karakaş, 2000) (Şekil 1b). Volkanik ve volkano-sedimanter kayaçlar yaklaşık 1200 km²lik bir alan kaplamakta olup, Sulutaş Volkanik Kompleksi (SVK) ve Erenlerdağ-Alacadağ Volkanik Kompleksi (EAVK) olmak üzere iki volkanik kompleksten oluşmaktadır (Gençoğlu Korkmaz vd., 2017) (Şekil 1b). Bu kompleksler, Miyosen'de Anadolu levhasının altına dalan Afrika plakasının yitim zonunda 14 farklı evrede oluşan kalkalkalen karakterli kayaçları içermektedir (Keller vd., 1977; Ercan, 1986; Temel vd., 1998). Bu kayaçlar ile birlikte SVK'nin içerisinde bölgenin temel kayaçlarını keserek yerleşen subvolkanik minet tip potasik alkanin lamprofirlerin varlığı da bilinmektedir (Asan ve Ertürk, 2013). Bölgedeki volkanik ve volkano-sedimanter kayaçlar, Keller vd. (1977) tarafından bulunış şekilleri itibariyle 4 farklı gruba ayrılmış olup, bunlar genel

olarak; i) andezitik-dasitik karakterdeki domlar, ii) kökensel olarak dom oluşumları ile ilişkili piroklastik çökellere geçiş gösteren kızgın bulut çökelleri (nuees ardentes), iii) yer yer kaynaşmış ve kaynaşmamış şekilde bulunan ignimbiritler (piroklastik kayaçlar), iv) petrografik olarak domlara benzeyen, kısa akıntılar halinde iki piroksenli andezitik lav akıntılarıdır (Kasapoğlu vd., 1997). Bölgedeki volkanik ve volkano-sedimanter kayaçlara ait literatürde bulunan K-Ar, Ar-Ar ve U-Pb radyometrik yaş verileri, SVK ve EAVK volkanizmalarının Miyosen-Pliyosen zaman aralığında geliştiğini göstermektedir (Besang vd. 1977; Keller vd., 1977; Platzman vd., 1998; Koç vd., 2012; Koç, 2013; Asan ve Ertürk, 2013; Gençoğlu Korkmaz vd., 2017; Gündüz, 2017; Rabayrol, 2018; Rabayrol vd., 2019b; Kuşcu vd., 2019). EAVK'nin içerisinde yer alan İnce epitermal altın yatağının yan kayaçlarını oluşturan volkanik kayaçlar, 8,67±0,13 – 8,98±0,11 milyon yıl (My) yaşlara sahip olup, Geç Miyosen dönemine işaret etmektedir (Rabayrol vd., 2019b; Kuşcu vd., 2019).

MATERYAL ve METOD

Bu çalışmada İnce epitermal altın yatağı ve çevresinde bulunan taze ve altere kayaç grupları sistematik olarak örneklenmiş ve jeolojik haritalama çalışmaları yapılmıştır. Alınan örneklerin mineralojik-petrografik analizleri için hazırlanan ince ve parlak kesitler, Aksaray Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm laboratuvarlarında bulunan Leica DM750P marka alttan aydınlatmalı polarizan mikroskop ve Zeiss Axio Scope A1 marka alttan-üstten aydınlatmalı mikroskoplar ile incelenmiş olup, mineral birliktelikleri ve dokusal ilişkiler ortaya konmuştur.

X-ışını kırınımı (XRD) analizleri, mineraloji-petrografi analizleri ile bileşimleri belirlenemeyen ve/veya tanımlanamayan minerallerin (özellikle kil minerallerinin) belirlenmesi amacıyla

gerçekleştirilmiştir. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) Maden Analizleri ve Teknolojisi Dairesi Başkanlığında bulunan Panalytical Xpert Powder marka ve model cihazı ile tüm kayaç analizleri, Bruker D8 Advance marka ve model cihazı ile de kil minerali analizleri gerçekleştirilmiştir. Tüm kayaç analizleri Ni filtreli Cu X-ışın tüplü cihazlar ile 2-70 °C derece arasında yapılmışken, tüm kayaç analizlerinde tanımlanamamış kil grubu minerallerince zenginleştirilmiş numuneler 2-40 °C derece arasında normal, etilen glikollü ve fırınlama (350 °C ve 550 °C) yöntemleri kullanılarak analizler edilmiştir. Elde edilen ham XRD pikleri, Match yazılımı bünyesindeki index pikler ile karşılaştırılmış, kayaçların içerdiği mineral türleri belirlenmiştir.

XRD çalışmalarına ek olarak alterasyon zonlarından derlenen kayaçların içerdiği baskın kil mineral bileşimleri ve minerallerin birbirilerine göre göreceli olarak bollukları için ESAN Eczacıbaşı Endüstriyel Hammaddeler Sanayi ve Ticaret A.Ş.'de bulunan ASD TerraSpec Hi-Res cihazı ile yüzey kayaç ve karot örneklerinden ölçümler alınmıştır. Elde edilen Terraspec pikleri, TSG8 yazılımı bünyesindeki index pikler ile karşılaştırılmış, mineral türleri ve görece baskınlıkları belirlenmiştir.

Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) analizleri ile alterasyon zonlarındaki mineraller üzerinde görüntüleme ve mikrokimyasal çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Bu analizler, MTA Maden Analizleri ve Teknolojisi Dairesi Başkanlığında bulunan FEI Inspect Plus marka SEM cihazı ile EDAX Octane Plus marka EDS dedektörü kullanılarak yapılmıştır.

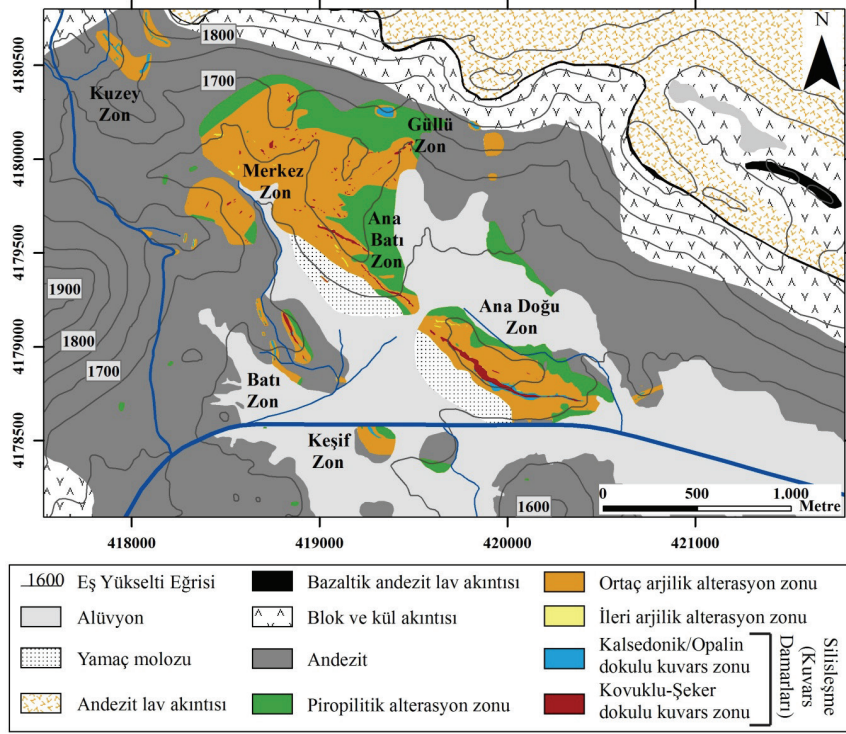
Ana oksit, iz ve nadir toprak element analizleri, Merkez Zonun derin kesimlerinde sondajlarla belirlenen potasik alterasyon hariç tüm alterasyon zonlarından derlenen yüzey kayaç ve karot örnekleri üzerinde yapılmıştır. Seçilen örneklerin boyutları çekiç ile küçültüldükten

sonra çeneli kırıcı yardımıyla daha ufak boyutlara indirgenmiş ve sonra Fritsch marka bilyeli öğütücüde öğütülerek toz haline getirilmiştir. Toz haline getirilen örnekler, selüloz içerikli bağlayıcı ile homojen bir şekilde karıştırıldıktan sonra hidrolik pres yardımıyla sıkıştırılarak pres-pastil (pelet) haline dönüştürülmüştür. Ana oksit element analizleri, Aksaray Üniversitesi Bilimsel ve Teknolojik Uygulama ve Araştırma Merkezi (ASÜBTAM) Jeokimyasal Analiz Laboratuvarında (JAL) bulunan PanAnalytical Axios marka Dalga Boyu Dağılımlı X-Işınları Floresans Spektrometresi (WD-XRF) ile yapılmıştır. WD-XRF analizlerinde, Fluxana marka onaylı jeolojik referans materyaller kullanılmıştır. İz ve nadir toprak element analizleri ise ACME (Kanada) Analytical Laboratuvarlarındaki ICP-MS yöntemi ile yapılmıştır. ICP-MS analizlerinde, USGS standartlarından SO-19 standardı kullanılarak cihazın kalibrasyonu sağlanmıştır.

ÇALIŞMA ALANI JEOLJİSİ

EAVK'nın temelini oluşturan Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı metamorfik, ofiyolitik ve denizel kökenli sedimanter kayaçlar çalışma alanında yüzlek vermemektedir. İnlice ve civarında, yaygın olarak Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanik ve volkano-sedimanter kayaçlar gözlenmektedir (Şekil 2). Volkanik ve volkano-sedimanter kayaçlar, mineralojik-petrografik özellikleri ve stratigrafik konumlarına göre alttan üste doğru andezit, blok ve kül akıntısı, bazaltik andezit lav akıntısı ve andezit lav akıntısı olarak tanımlanmıştır. Bunlar yamaç molozu ve alüvyonlar tarafından uyumsuz olarak örtülürler (Şekil 2, 3a ve 3b).

Andezitik kayaçlar, yoğun kırık-çatlaklı (Şekil 3c), yer yer içerisinde anklavların (Şekil 3d) ve plajiyoklaz kümelenmelerinin (Şekil 3e) gözlemlendiği, porfiro-afanitik dokulu gri, koyu gri ve pembemsi gri renklerde gözlenirler.

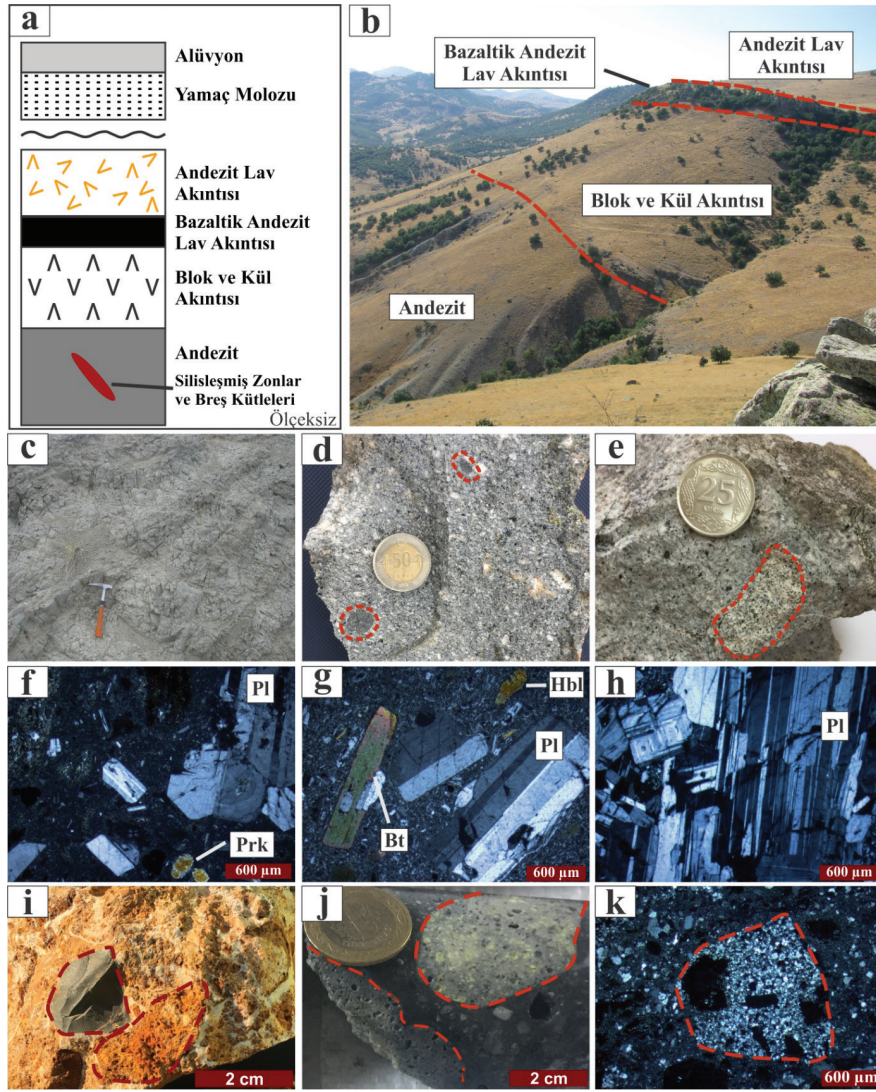


Şekil 2. İnlice epitermal altın yatağına ait alterasyon jeolojisi haritası (Hall vd., 2007 ve Terzi, 2020'den revize edilmiştir).

Figure 2. Alteration geology map of the Inlice epithermal gold deposit (Modified from Hall et al., 2007 and Terzi, 2020).

Bu kayalar, yoğun killeşme etkisiyle beyazımsı-krem, günlenme ve oksidasyon nedeniyle de sarımsı-kırmızımsı renklere de gözlenebilmektedir. Mikroskopik olarak hipokristalen porfirik dokulu, plajiyoklaz, biyotit, hornblend, yer yer piroksen ve opak minerallerden oluşmaktadır (Şekil 3f-h). Plajiyoklaz, yarı özşekilli-özşekilli, yer yer zonlu doku ve polisentetik ikizli olup (Şekil 3f ve 3g), plajiyoklaz fenokristallerinin kümelenmesi ile glomeroporfirik dokuda yer yer gözlenmektedir (Şekil 3h). Biyotit ve hornblend, özşekilli-yarı özşekilli (Şekil 3g), çoğunlukla opasitleşmiş ve iskeletleri kalmış yalancı kristaller şeklinde (pseudomorph) olup, yaygın şekilde opak mineral kapanımları içermektedir. Biyotit ve hornblendlerde yaygın opasitleşmenin yanında, epidotlaşma ve kloritleşme yaygındır. Yer yer gözlenen piroksenler genellikle ince taneli

olmalarıyla ayrılmaktadır (Şekil 3f). Andezitlerin hamur kısmını ise yaygın plajiyoklaz mikrolitleri ve volkan camları oluşturmaktadır (Şekil 3f-h). Andezitler, cevherli silisleşmiş zonlara ve yer yer breşik kütlelere ev sahipliği yapmaktadır (Şekil 2). Bölgede yapılan yüzey gözlemleri ve karot incelemelerine göre sınırlı alanlarda özellikle Ana Doğu ve Ana Batı Zon'nun kuzey batı kesimlerinde, Keşif Zon ve Merkez Zon'da breşler yüzeylenmektedir. Genellikle polimiktik ve matriks destekli olan breşlerin klastları, taze ve altere volkanik kayalardan oluşmaktadır (Şekil 3i-k). Kısmen yuvarlak-yarı köşeli şekilli ve kötü boylanmaya sahip olan klastların tane boyları, birkaç mm ile 30-40 mm arasında değişmektedir. Klastları bir arada tutan matriks ise çok ince taneli silisleşmeler, oksidasyon (demiroksit-hidroksit mineral oluşumları) ile pirit ve enarjit gibi sülfid minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 3i-k).



Şekil 3. a) Çalışma alanına ait genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti ve altın cevherleşmesinin pozisyonu, **b)** Çalışma alanındaki kayaların arazi görüntüsü, **c)** Volkanik kayalarda gözlenen kırık ve çatlaklar, **d)** Anklav içeren andezitik kayaç (kırmızı kesikli çizgili poligonlar), **e)** Andezitlerde plajiyoklaz kümelenmesi gösteren örnek (kırmızı kesikli çizgili poligonlar), **f)** Andezitler içerisindeki piroksen ve plajiyoklaz fenokristalleri, **g)** Hornblend, biyotit ve plajiyoklaz birlikteliği, **h)** Glomeroporfirik doku gösteren andezit, **i** ve **j)** Farklı tipte klast ve çimento içeren breşik örnekler (kırmızı kesikli çizgili poligonlar), **k)** Silika-pirit çimentosu içerisinde gözlenen kovuklu-şeker dokulu kuvarsin mikrofotograf görüntüsü (kırmızı kesikli çizgili poligonlar) (Mineral kısaltmaları: Bt: Biyotit; Hbl: Hornblend; Pl: Plajiyoklaz; Prk: Piroksen).

Figure 3. a) The stratigraphic columnar section for the study area and the location of the gold mineralisation, **b)** Field view of rocks in the study area, **c)** Fractures and cracks observed in volcanic rocks, **d)** Andesite containing an enclave (red dashed polygons), **e)** Sample showing plagioclase cluster in andesite (red dashed polygons), **f)** Pyroxene and plagioclase phenocrysts in andesite, **g)** Photomicrograph showing assemblages of hornblende, biotite and plagioclase, **h)** Andesite with glomeroporphyritic texture, **i** and **j)** Brecciated samples with various types of clasts and cements (red dashed polygons), **k)** Microphotograph of vuggy-sugary textured quartz observed in silica-pyrite cement (red dashed polygons) (Mineral abbreviations: Bt: Biotite; Hbl: Hornblende; Pl: Plagioclase; Prk: Pyroxene).

Andezitik kayaçların üzerine gelen blok ve kül akıntıları (Şekil 3a ve 3b), çoğunlukla iyi tutturulmamış ve boylanma göstermeyen, ince taneliden (kum+kil boyu) iri taneliye (80 cm'ye varan bloklar) kadar değişen boyutlarda volkanik kayaç parçaları içermektedir (Şekil 4a). Volkanik kayaç parçaları andezitik bileşiminde olup, genellikle köşeli bazen az yuvarlaklaşmış olarak gözlenmekte, hamur kısmı ise volkanik kül ve tüf bileşimli malzemelerden oluşmaktadır (Şekil 4a ve 4b). Hamur kısmı, hipohiyalin dokuda yer yer zonlu ve polisentetik ikiz gösteren plajiyoklazlar, kuvars, yoğun bir şekilde opasitleşme-opaklaşma gösteren yarı özşekilli-özşekilli biyotit ve amfiboller, andezitik kayaç parçaları ve yaygın bir şekilde volkan camı içermektedir (Şekil 4c). Çalışma alanında alttaki andezitik kayaçlar ile olan dokanakları her yerde net olarak gözlenemiyorken, stratigrafik olarak üstünde bulunan bazaltik andezit lav akıntısı olarak tanımlanan kayaçlar ile dokanakları belirgindir (Şekil 4d).

Çalışma alanında görece yüksek kotlarda gözlenen ve blok ve kül akıntılarının stratigrafik olarak hemen üzerinde yer alan bazaltik andezit lav akıntıları, blok ve kül akıntısından yapısal ve dokusal olarak farklılıklar sunması nedeniyle sahada kolaylıkla ayrılabilir (Şekil 3a, 3b ve 4d). Bu kayaçların kalınlıkları birkaç metreden 10-15 metre kalınlıklara kadar ulaşabilmektedir. Makroskobik olarak porfiro-afanitik dokulu koyu grimsi-siyahımsı renklerde olup, yataya yakın çatlak sistemleri (soğuma çatlağı) katmansı bir yapıda gözlenmesine neden olmaktadır (Şekil 4d ve 4e). Bu kayaçlar hipokristalin dokuda plajiyoklaz, hornblend, yer yer piroksen ve opak mineraller içermektedir (Şekil 4f). Plajiyoklazlarda ikiz lamelleri belirgin olup, hornblendlerde opasitleşme yaygındır. Hamur kısmında ise volkan camı ve yönlenme gösteren yaygın plajiyoklaz mikrolitleri mevcuttur (Şekil 4f).

Çalışma sahası içerisinde stratigrafik olarak tüm volkanik birimlerin üzerinde bulunan ve altında yer alan bazaltik andezit bileşimli kayaçlardan renk ve dokusal olarak özellikleri

ile ayırt edilebilen andezit lav akıntısı kayaçları porfiro-afanitik dokulu ve grimsi renkler ile karakteristiktir (Şekil 3a, 3b, 4g ve 4h). Bunlar petrografik analizlere göre hipokristalin dokuda ve plajiyoklaz, hornblend, yer yer piroksen ve opak minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 4i). Mafik minerallerde opasitleşme yaygındır. Hamur kısmında ise volkan camı ve yönlenme gösteren yaygın plajiyoklaz mikrolitleri mevcuttur (Şekil 4i).

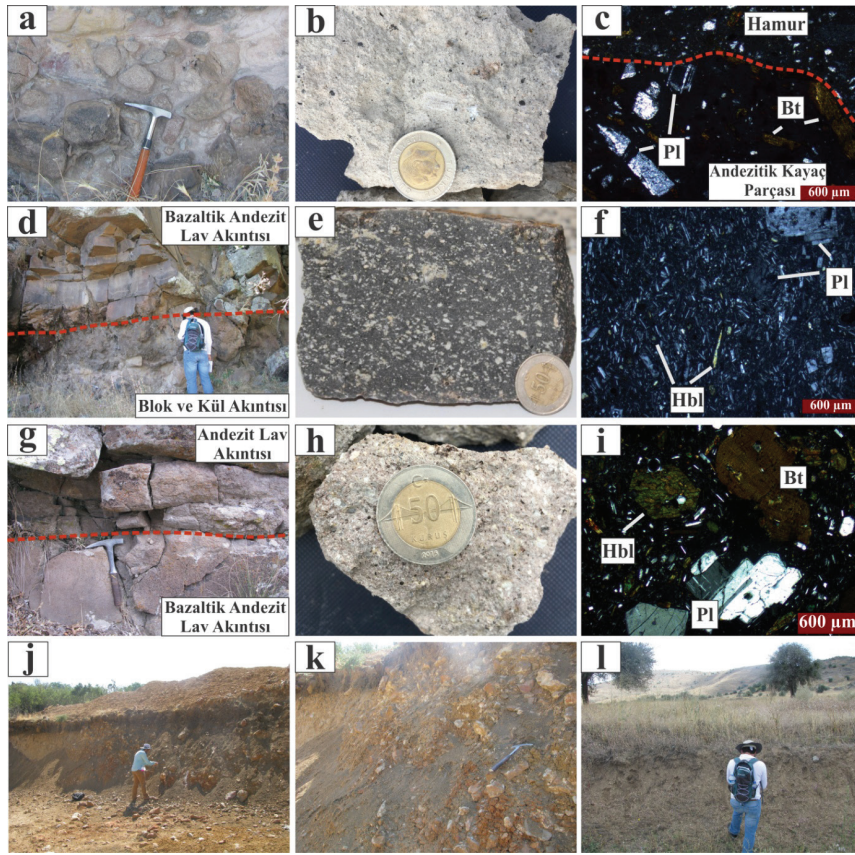
Tüm volkanik ve volkano-sedimanter birimler, yamaç molozu ve alüvyonlar tarafından örtülmektedir (Şekil 2 ve 3a). Ana Doğu ve Ana Batı Zonların güney-güneybatı yamaçlarındaki yamaç molozları, altere ve cevherli zonlara ait çok ince taneliden 50-60 cm boyutlarına kadar değişen kırmızımsı-sarımsı renklerde kayaç parçaları içermektedir. Gevşek dokulu yamaç molozlarında tabakalanma ve boylanma gözlenmemekte ve yamacın alt kotlarına doğru inildikçe birim kalınlıkları artmaktadır (Şekil 4j ve 4k). Çalışma alanının en genç birimi ise kendisinden daha yaşlı birimlere ait malzemelerden oluşan alüvyondur (Şekil 2, 3a ve 4l).

ALTERASYON JEOLJİSİ ve MİNERALOGİSİ

İnce epitermal altın yatağı, andezitik volkan domları içerisinde gelişmiş (Hall vd., 2007) ve birbirlerine komşu olan Ana Doğu Zon, Ana Batı Zon, Batı Zon, Keşif Zon, Güllü Zon, Merkez Zon ve Kuzey Zon olmak üzere yedi cevherli silisleşmiş zondan oluşmaktadır (Şekil 2). Bu zonlardan alınan örnekler üzerinde yapılan mineralojik-petrografik analizler ile alterasyon zonlarına ait mineral birliktelikleri ve dokusal özellikler belirlenmiştir. XRD, TerraSpec ve SEM-EDX analizleri ile elde edilen kil mineral bileşimleri (Çizelge 1), ve baskın mineral birlikteliklerine göre İnce epitermal altın yatağındaki alterasyon zonları genel olarak taze/az altere olmuş andezitik kayaçlardan itibaren piropilitik, ortaç arjilik, ileri arjilik ve kovuklu-şeker ve kalsedonik/opalin dokulu kuvars damarlarından oluşan

silisleşmeler olarak tanımlanmıştır. Alterasyon zonlarının adlandırılmasında mümkün merite Hall vd. (2007)'nin yaptığı isimlendirmelere sadık kalınmıştır. Alterasyon zonları arasındaki sınırlar keskin olmayıp, alterasyon zonları içerisindeki baskın mineral birlikteliklerinin ve bolluklarının değişimine göre oluşturulmuş ve haritalara aktarılmıştır (Şekil 2). Bu alterasyon topluluklarına ek olarak Merkez Zon'un derin kesimlerini test

eden sondaj karot örneklerinde tespit edilen ve baskın olarak manyetit, kuvars, biyotit ve anhidritten oluşan potasik bir alterasyon zonu da tanımlanmıştır. Bu zon yüzey ve sığ derinlerde gözlenen ve tanımlanan KB-GD doğrultulu yapısal hatları takip eden alterasyonlardan farklı olup, yanal ve düşey devamları hakkında net bilgi bulunmamaktadır.



Şekil 4. a) Blok ve kül akıntısı arazi fotoğrafı, b) Blok ve kül akıntısının hamur kısmından alınan kayaç örneği, c) Blok ve kül akıntısının hamur kesimi ve içerisindeki andezitik kayaç parçasına ait mikroskop görüntüsü, d) Blok ve kül akıntısı ile bazaltik andezit lav akıntısı dokanağı, e) Bazaltik andezit lav akıntısı kayaç örneği, f) Bazaltik andezit lav akıntısında akma dokusu gösteren plajiyoklaz mikrolitleri, g) Bazaltik-andezit ile andezit lav akıntısı dokanağı, h) Andezit lav akıntısı örneği, i) Andezit lav akıntısı örneğinde biyotit, plajiyoklaz ve hornblend birlikteliği, j-k) Yamaç molozu arazi görüntüleri, l) Alüvyon çökelleri (Mineral kısaltmaları: Bt: Biyotit; Hbl: Hornblend; Pl: Plajiyoklaz)

Figure 4. a) Field photographs of the block and ash flow, b) Sample taken from the matrix of the block and ash flow, c) Microphotograph from the matrix of the block and ash flow containing fine-grained andesitic rock fragments, d) The boundary between block and ash flow and basaltic andesite lava flow, e) A hand specimen from the basaltic-andesite lava flow, f) Plagioclase microlites showing flow texture in basaltic-andesite lava flow, g) The boundary between basaltic-andesite lava flow and andesite lava flow, h) A hand specimen from the andesite lava flow, i) Biotite, plagioclase and hornblende association in andesite lava flow, j-k) Field views of talus, l) Alluvium deposits (Mineral abbreviations: Bt: Biotite; Hbl: Hornblende; Pl: Plagioclase)

Piropilitik Alterasyon Zonu

Piropilitik alterasyon zonu, İnce epitermal altın yatağındaki alterasyon zonlarının en dış kesimini oluşturmakta ve cevher içeren silisleşmelere doğru kil minerallerinin artışı ile ortaç arjilik alterasyona geçiş yapmaktadır (Şekil 2 ve 5a). Piropilitik alterasyonun, alterasyon şiddetinin düşük olduğu çoğu yerde taze/az altere kayalardan ayırt edilmesi petrografik gözlemlerle yapılmıştır. Piropilitik alterasyon, ortaç arjilik alterasyonlara yakın kesimlerde çoğunlukla koyu yeşilimsi (Şekil 5b), az altere olmuş/taze andezitik kayalara yakın kesimlerde ise açık yeşilimsi renklerde gözlenir. Piropilitik alterasyona maruz kalan andezitik kayacın ilksel dokusu diğer alterasyon zonlarındakine göre daha fazla korunmuştur (Şekil 5b ve 5c). Bu alterasyon zonu içerisinde saçınımlı pirit kristalleri kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 5c). Piropilitik alterasyona ait örneklerde plajiyoklazlarda karbonatlaşma ve yer yer epidotlaşma, hornblendlerde epidotlaşma ve yer yer kloritleşme, biyotitlerde kloritleşmeler gelişmiştir (Şekil 5d). Yapılan mineralojik-

petrografik incelemeler, XRD ve SEM analizler sonucu piropilitik alterasyonun dolomit, epidot, illit, kaolinit, kalsit, klorit, kristobalit, montmorillonit ve pirit minerallerinden oluştuğu, Terraspec analizleriyle de siderit, montmorillonit, kaolinit ve klorit minerallerini içerdiği ortaya konmuştur (Çizelge 1; Şekil 5e-g).

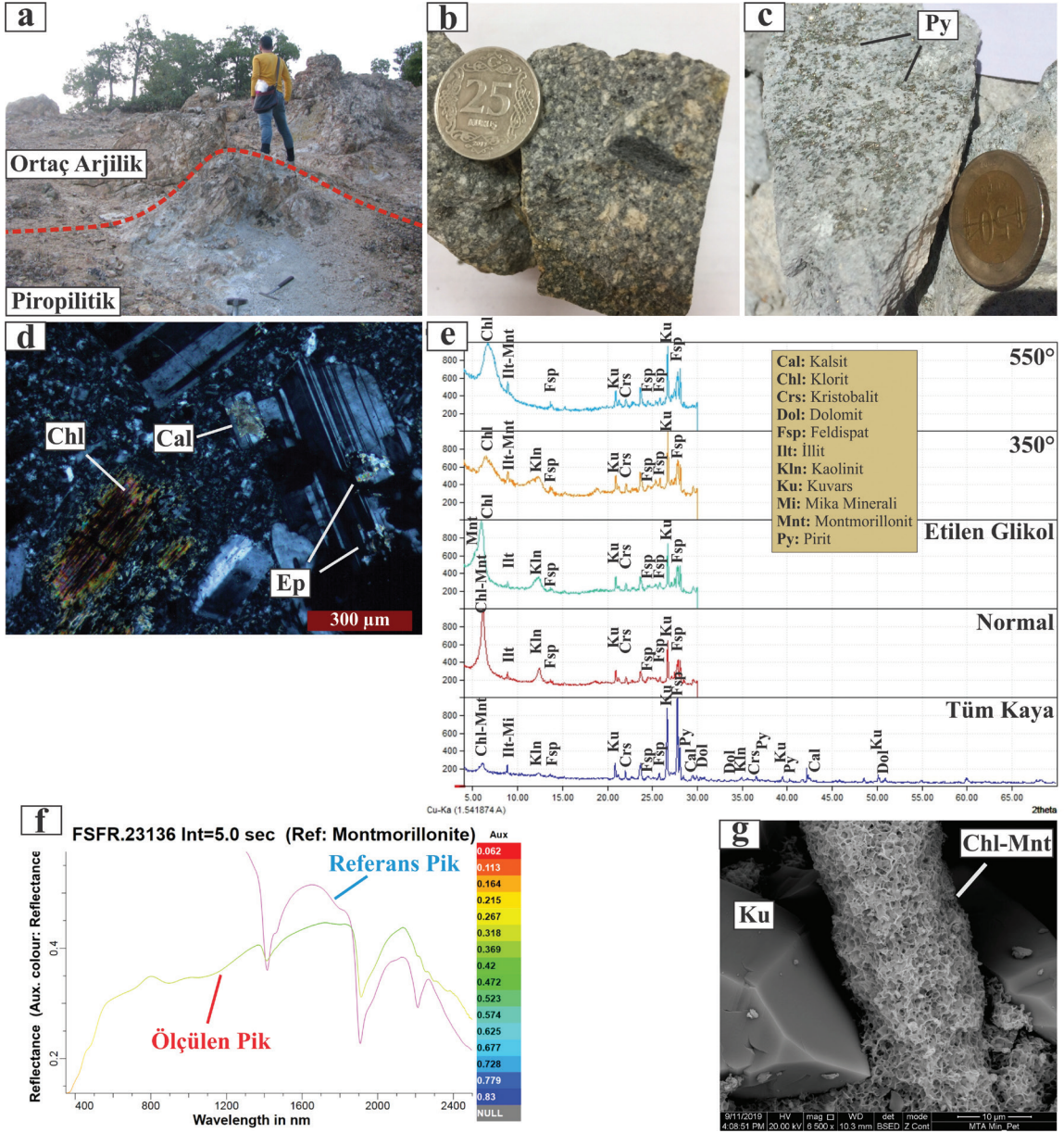
Ortaç Arjilik Alterasyon Zonu

Ortaç arjilik alterasyon zonu, altın cevherleşmesini barındıran ileri arjilik alterasyon ve silisleşmeleri çepeçevre sarar (Şekil 2 ve 6a). Bu alterasyon zonu killeşmeler nedeniyle beyazımsı-krem, oksitlenme etkisi ile sarımsı, kırmızımsı ve kızıl renkleri ile kolayca ayırt edilebilen çalışma alanının en geniş alterasyon zonedir (Şekil 2, 6b ve 6c). İleri arjilik alterasyon zonu ve silisleşme dokanalarına doğru ortaç arjilik alterasyona uğramış kayaların ilksel andezitik kayaç dokusu korunamamış, neredeyse tamamen kil minerallerine dönüşmüştür (Şekil 6b).

Çizelge 1. Alterasyon zonu örneklerine ait temsili XRD ve Terraspec analiz sonuçları (* Sondaj örnekleri).

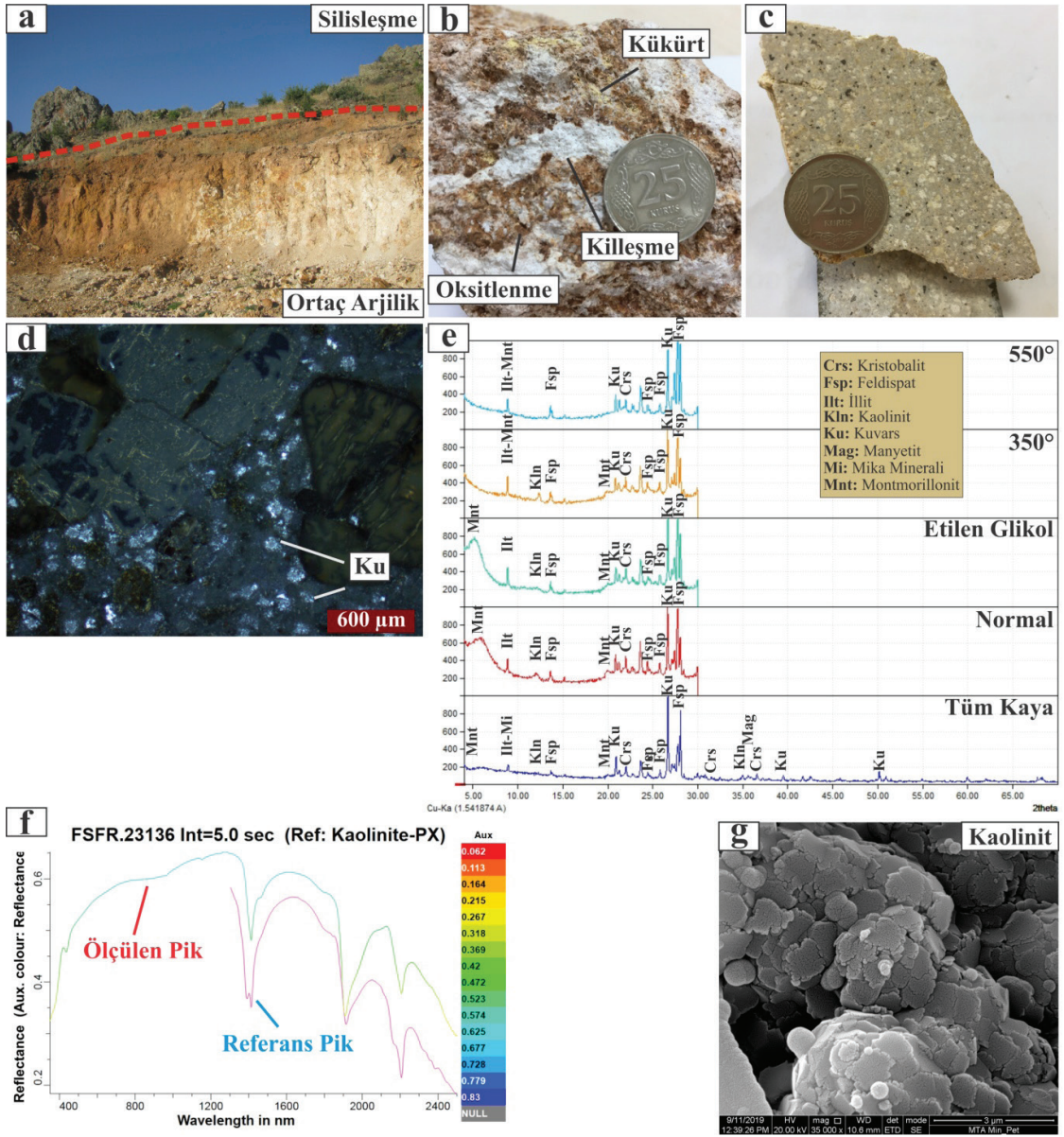
Table 1. Representative XRD and Terraspec analysis results for alteration zones(* Drill core samples).

Örnek No	Mineral İçeriği (XRD)	Mineral İçeriği (Terraspec)	Alterasyon Zonu
IN-16-11	Kuars, Kristobalit, Alunit, Illit, Pirit	Alunit-K	Silisleşme
IN-16-97	Montmorillonit, Illit, Kaolinit, Kuvars, Kristobalit	Montmorillonit, Kaolinit-PX	Ortaç Arjilik
IN-16-164	Montmorillonit, Kaolinit, Kuvars, Kristobalit	Kaolinit-PX, Montmorillonit, Jarosite	Ortaç Arjilik
IN-16-196	Alunit, Kuvars, Kristobalit,	Alunit-K	İleri Arjilik
IN-16-314	Alunit, Kuvars, Kristobalit, Pirofillit,	Alunit-K, Pirofillit	İleri Arjilik
IN-17-112	Montmorillonit, Illit, Kaolinit, Kuvars, Kristobalit	Montmorillonit, Kaolinit-PX	Ortaç Arjilik
IN-18-127	Klorit, Montmorillonit, Illit, Kalsit, Dolomit, Kuvars, Kristobalit, Kaolinit, Pirit	Siderit, Montmorillonit	Piropilitik
IN-18-134	Montmorillonit, Illit, Kaolinit, Kuvars, Kristobalit	Montmorillonit, Kaolinit-PX, Paragonitik-Illit	Ortaç Arjilik
IN-S-18-26*	Kuars, Alunit, Enarjit, Pirit	Alunit-K, Ankerit, Dikit	Silisleşme
IN-S-18-86*	Alunit, Kuvars, Kristobalit, Pirofillit, Illit, Kaolinit, Pirit	Pirofillit, Alunit-K, Dikit	İleri Arjilik
IN-S-18-103*	Montmorillonit, Illit, Kaolinit, Kuvars, Kristobalit	Kaolinit-PX, Montmorillonit, Nontronit	Ortaç Arjilik
IN-S-18-127*	Alunit, Kuvars, Kristobalit, Pirit	Alunit-Na, Dikit	İleri Arjilik
IN-S-18-135*	Klorit, Illit, Kalsit, Dolomit, Kuvars, Kristobalit, Kaolinit, Pirit	Siderit, Klorit-FeMg, Montmorillonit	Piropilitik



Şekil 5. a) Ana Doğu Zon'da piropilitik-ortaç arjilik alterasyon zonu arasındaki dokanak, **b)** Koyu yeşilimsi renklere sahip piropilitik alterasyona uğramış örnek, **c)** Piropilitik alterasyon zonunda saçınımlı piritler, **d)** Piropilitik alterasyonda gözlenen klorit, kalsit ve epidot oluşumları, **e)** Piropilitik alterasyona uğramış bir örneğe ait tüm kayac, normal, etilen glikol ve ısıtılarak (350 °C ve 550 °C) yapılan XRD analizleri, **f)** Piropilitik alterasyona ait Terraspec mineral ölçümlerine ait referans ve ölçülen pik grafikleri, **g)** Piropilitik alterasyona ait SEM-EDX görüntüsü (Mineral kısaltmaları: Cal: Kalsit; Chl: Klorit; Ep: Epidot; Ku: Kuvars, Mnt: Montmorillonit Py: Pirit).

Figure 5. a) The contact between propylitic and intermediate argillic alteration in Ana East Zone, **b)** A hand specimen of dark greenish coloured propylitized altered andesite, **c)** Disseminated pyrites in propylitic alteration, **d)** Chlorite, calcite and epidote observed in pyropilitic alteration, **e)** Representative XRD result for propylitized altered andesite, **f)** Representative Terraspec result for propylitized altered andesite, **g)** SEM-EDX image from propylitic alteration (Mineral abbreviations: Cal: Calcite; Chl: Chlorite; Ep: Epidote; Ku: Quartz, Mnt: Montmorillonite Py: Pyrite).



Şekil 6. a) Ana Doğu Zon'da ortaç arjilik ve silisleşme zonlarını ayıran dokanak, b) Killeşme, oksitlenme ve kükürt sıvamaları içeren arjilik alterasyon kayac örneği, c) Arjilik alterasyona uğramış andezit örneği, d) Ortaç arjilik alterasyonda opasitleşmiş ve killeşmiş mineraller, e) Arjilik alterasyona uğramış bir örneğe ait tüm kayac, normal, etilen glikol ve ısıtılarak (350 °C ve 550 °C) yapılan XRD analizleri, f) Arjilik alterasyona ait Terraspec mineral ölçümlerine ait referans ve ölçülen pik grafikleri, g) Arjilik alterasyona ait SEM-EDX görüntüsü (Mineral kısaltmaları: Ku: Kuvars).

Figure 6. a) The contact between intermediate argillic alteration and silicification in Ana East Zone, b) A hand specimen of intermediate argillic alteration containing argillization, oxidation and sulphur coatings, c) Sample from intermediate argillised altered andesite, d) Photomicrograph of the intermediate argillic alteration containing opaque and argillised minerals, e) Representative XRD result for intermediate argillic altered andesite, f) Representative Terraspec result of intermediate argillic alteration, g) SEM-EDX image of intermediate argillic alteration (Mineral abbreviations: Ku: Quartz).

Piropilitik alterasyon zonuna yakın kesimlerde ise ilksel kayaç dokusunun nispeten korunduğu gözlenir. Bu kesimlerde genellikle plajiyoklaz üzerinde kil minerallerinin oluşumları ile karakteristiktir (Şekil 6c). Petrografik olarak bu zona ait kayaçların hamur kısmında ve plajiyoklazlarda aşırı derecede killeşmelerin geliştiği, mafik minerallerin ise opasitleşme-opaklaşmadan dolayı iskelet kalıntılarının kaldığı gözlenmektedir (Şekil 6d). Bu alterasyon zonunda yer alan ve ilksel andezitik kayaç dokusunun nispeten korunduğu kayaçlarda ise plajiyoklaz ve mafik mineraller kalıntılarının kayaç içerisinde yer yer muhafaza edildiği gözlenir. Yapılan mineralojik-petrografik incelemeler, XRD ve SEM analizleri sonucu ortaç arjilik alterasyonun illit, kaolinit, kristobalit, kuvars ve montmorillonit minerallerinden oluştuğunu, Terraspec analizleriyle de kaolinit, montmorillonit, paragonitik-illit, siderit, nakrit ve nontronit minerallerini içerdiği tespit edilmiştir (Çizelge 1; Şekil 6e-g).

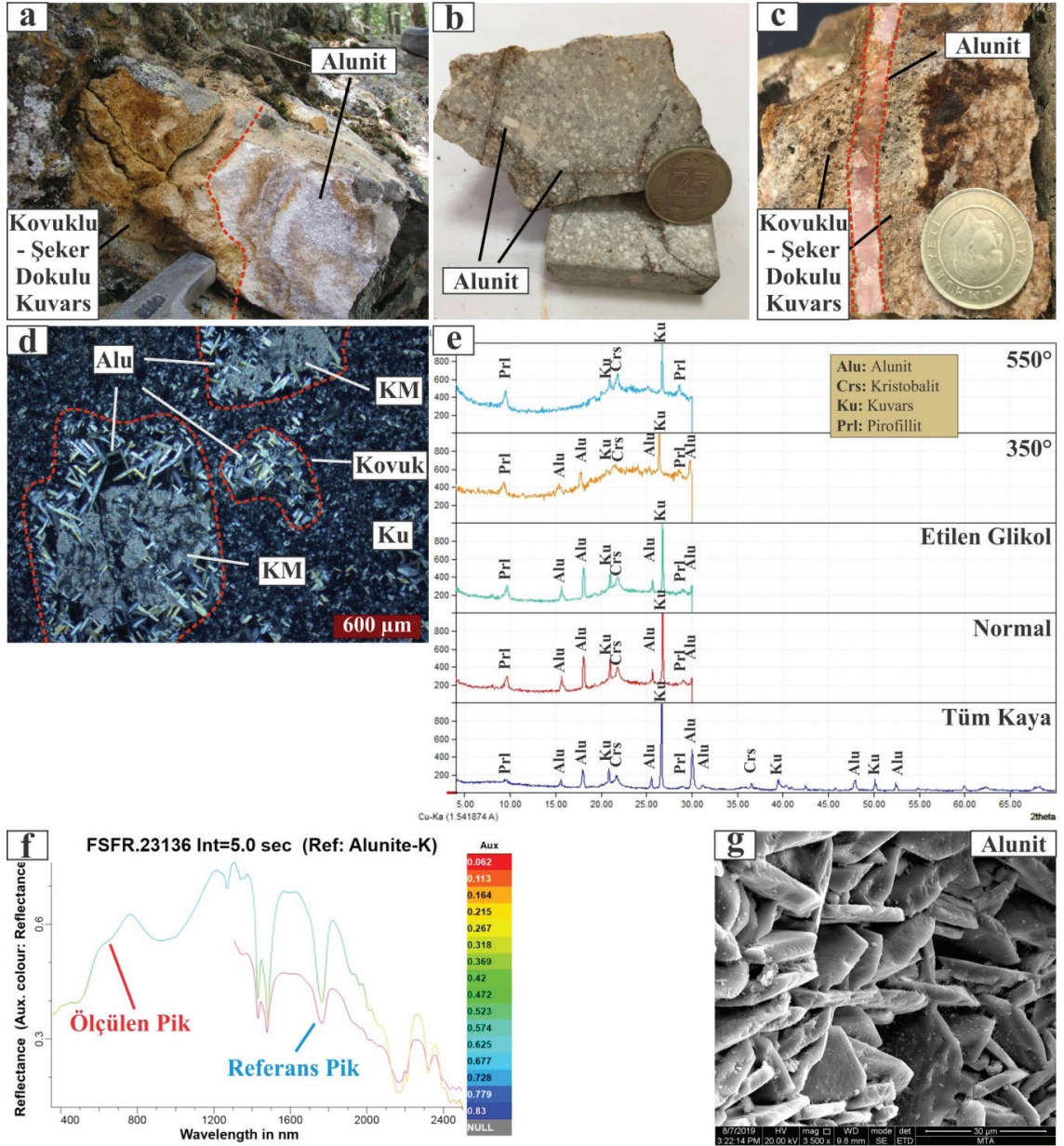
İleri Arjilik Alterasyon Zonu

İleri arjilik alterasyon zonu, kovuklu-şeker dokulu kuvars damarlarını içeren silisleşmelerin dokanaklarında gelişen ve ortaç arjilik alterasyon zona göre alunit ve kuvars miktarının artışıyla ayırt edilen zondur. Bu zonun genişliği birkaç metreden 10 metreye kadar değişir (Şekil 2 ve 7a). Bu alterasyon zonunda alunit kristalleri, kovuklu kuvarsların kovuklarını doldurmuş şekilde beyazımsı, grimsi ve pembemsi renkli olabildiği gibi (Şekil 7b) yer yer de kovuklu-şeker dokulu kuvarsları kesen pembemsi-gri renklerde damarcıklar (Şekil 7c) şeklinde gözlenmektedir. Mikroskobik olarak alunit genellikle çok ince-ince taneli ve ince-uzun prizmatik kristaller şeklinde gözlenir (Şekil 7d). Bu zonda ayrıca ince taneli kuvars, opak mineraller (pirit), demiroksit-hidroksit ve kil mineralleri ile kükürt sıvımaları görmek mümkündür (Şekil 7d). Yapılan mineralojik-petrografik incelemeler, XRD ve SEM analizleri sonucu ileri arjilik alterasyon

zonunun alunit, alüminyum-fosfat-sülfat (APS) mineralleri, illit ve kaolinit gibi kil mineralleri, kuvars, kristobalit, pirit, pirofillit, rutil ve zirkon minerallerinden oluştuğu, Terraspec analizleriyle de K-alunit, Na-alunit, pirofillit, kaolinit, dikit ve nakrit minerallerinden oluştuğu belirlenmiştir (Çizelge 1; Şekil 7e-g).

Silisleşme

Silisleşme, çalışma alanında alterasyonların merkez kısmını oluşturan ve altın cevherleşmesini barındıran düzlemsel kütleler (kuvars damarları, cevher kütlesi) olarak yer alır. Kuvars damarları ile karakteristik olan bu zon, madencilik faaliyetlerinin yürütüldüğü alterasyon zonu olarak tanımlanır. Bu damarlar erozyona/aşınmaya karşı dirençli oldukları için topografyada belirgin çıkıntılar şeklinde görülmektedir (Şekil 8a). Baskın olarak kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu olan silisleşmiş zonlar, kuzeydoğu-güneybatı ve doğu-batı doğrultularında da gözlenir (Şekil 2). Ana Zon olarak tanımlanan damar sistemi, Ana Doğu ve Ana Batı Zon olarak iki ayrı sektöre bölünmüş olup, her iki sektördeki damar sistemleri K50°-80°B doğrultulu ve 60°-70° GB eğimlidir. Batı Zon ve Keşif Zon'da gözlenenler ise K20°-40°B doğrultulu ve 70°-80° GB eğimlidir (Hall vd., 2007). Bununla birlikte Ana Doğu Zon'un GD'sunda, Kuzey, Merkez ve Güllü Zonlarda KD-GB ve D-B gidişli kuvars damarları da bulunmakta olup, cevherleşme açısından çok önemli gözükmemektedir (Şekil 2). Yapılan mineralojik-petrografik ve XRD analizleri sonucu silisleşmiş zonların, alunit, enarjit, illit, kuvars, kristobalit ve pirit içerdiği ortaya konmuştur (Çizelge 1). Terraspec analizleri ile de silisleşmelerin yer yer alunit, kaolinit, nakrit ve montmorillonit gibi mineralleri içerdiği tespit edilmiştir (Terzi, 2020) (Çizelge 1). Silisleşmiş zonlar üzerinde gerçekleştirilen petrografik analizler sonucu kuvarsların oluşum zamanlarına göre genel olarak: i) kovuklu-şeker dokulu kuvars



Şekil 7. a) Ana Batı Zon'da silikleşme alterasyonundaki kovuklu-şeker dokulu kuvars damarı ile ileri arjilic alterasyon zonunu ayıran dokanak, **b)** İleri arjilic alterasyon zonu örneği, **c)** Kovuklu-şeker dokulu kuvarsları kesen alunit damarcığı, **d)** İnce taneli kuvarslar ve kovuklarda dolgu şeklinde alunit ve kil mineralleri, **e)** İleri arjilic alterasyonuna ait tüm kayaç, normal, etilen glikol ve ısıtarak (350 °C ve 550 °C) yapılan XRD analizleri, **f)** İleri arjilic alterasyonuna ait Terraspec mineral ölçümlerine ait referans ve ölçülen pik grafikleri, **g)** İleri arjilic alterasyonuna ait SEM-EDX görüntüsü (Mineral kısaltmaları: Alu: Alunit; Ku: Kuvars; KM: Kil Mineralleri).

Figure 7. a) The contact between advanced argillic alteration and vuggy-sugary textured quartz vein in Ana West Zone, **b)** A hand specimen of advanced argillic alteration, **c)** Alunit veinlet cutting the vuggy-sugary textured quartz, **d)** Photomicrograph of alunit and clay minerals in the vugs, and fine-grained quartz, **e)** Representative XRD result of advanced argillic alteration, **f)** Representative Terraspec result of advanced argillic alteration, **g)** SEM-EDX image from advanced argillic alteration (Mineral abbreviations: Alu: Alunit; Ku: Quartz; KM: Clay Minerals).

(Kuars-I) (Şekil 8b), ii) kovuklarda dolgu veya kovukları keser şekilde ince taneli kuvars (Kuars-II) (Şekil 8c) ve iii) kalsedonik/opalin dokulu kuvars (Kuars-III) (Şekil 8d) olmak üzere 3 farklı tipte olduğu belirlenmiştir.

Kovuklu-şeker dokulu kuvars damarlarından oluşan birinci faz silisleşme, bölgedeki ilksel volkanik kayaçların asidik (düşük pH'lı) akışkanlar tarafından yıkanması (leaching) sonucu oluşan farklı boyutlarda boşluklar/kovuklar ve şeker dokulu kuvars oluşumlarının geliştiği fazdır (Şekil 8b). Petrografik analizler, kovukların ilksel minerallere ait yarı özşekilli/özşekilli boşluklar olduğunu, şeker dokulu kuvarsların ise ince-orta ve yer yer iri taneli kristallerden oluştuğunu ortaya koymaktadır (Şekil 8e ve 8f). Şeker dokulu kuvarsların tane boyutları büyüdükçe bunların opak mineral miktarı azalmaktadır. Farklı boyutlardaki kuvars kristalleri arasında ve kovuklarda yer yer alunit, rutil, barit, pirit, enarjit, jarosit, hematit ve götit gibi mineraller aksesuar olarak izlenir. Barit kristalleri, yer yer kovukları doldurur veya keser şekilde hem mikroskobik hem de makroskobik olarak gözlenir (Terzi, 2020). Kovuklu kuvarslar veya psödomorf-mineral boşlukları (ilksel mineral boşlukları, vuggy texture), makro olarak da gözlenebilen ince taneli kuvars kristallerinden oluşan ikinci faz silisleşme ile doldurulur ve/veya kesilirler (Şekil 8c, 8g ve 8h). Bu faza ait kuvars oluşumlarına ince taneli alunitler, opak (pirit, enarjit) ve hematit, götit gibi demiroksit-hidroksit mineralleri eşlik etmektedir. Kalsedonik/opalin dokulu kuvars damarlarını oluşturan üçüncü faz silisleşmeler, Ana Doğu Zon'un doğu kesiminde, Batı Zon'un batı kesimi, Keşif Zon, Kuzey Zon ve Güllü Zon'da yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 2). Kalsedonik/opalin dokulu kuvarslar birinci ve ikinci faz silisleşmeleri kesmekte, makroskobik olarak, masif, amorf, yer yer kolloform dokular sergileyen beyazımsı, grimsi ve mavimsi renk tonlarında gözlenir (Şekil 8d). Petrografik olarak ise kriptokristalen, sfelüritik ve kolloform dokular sunar (Şekil 8i).

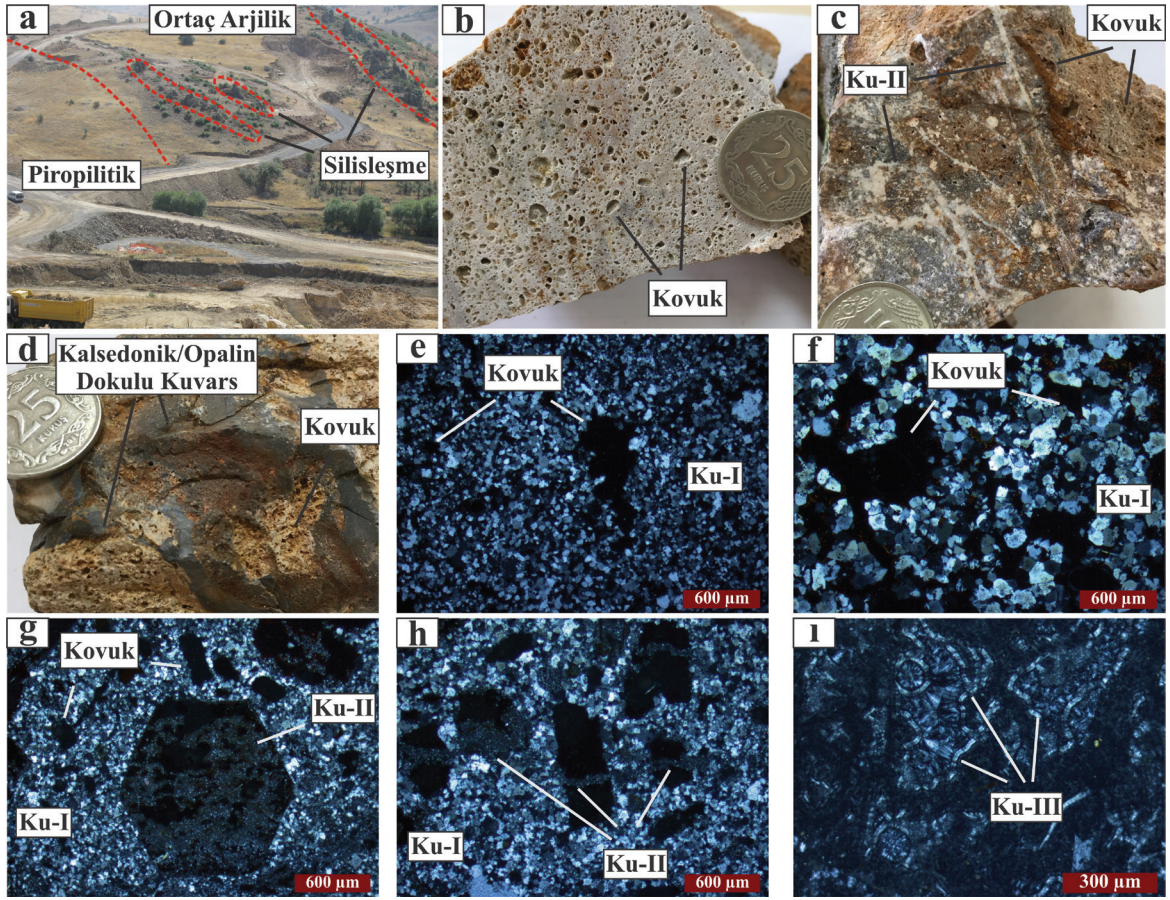
Potasik Alterasyon Zonu

Potasik alterasyon yüzeyde mostra vermeyen ve ana zondaki kuvars damarlarının yanal ve düşey devamını test eden derin sondajlarda çok geniş bir fay zonundan sonra tespit edilen bir alterasyondur. Bu alterasyon baskın olarak manyetit, kuvars, biyotit ve anhidrit içeren bir mineral topluluğuna sahiptir.

Manyetit, potasik alterasyona uğramış andezitler içinde masif kümeler, saçınımlar ve manyetit=kuvars damarcıkları halinde bulunur (Şekil 9a-d). Manyetitler, biyotit (Şekil 9b ve 9d), kuvars (Şekil 9c) ve pirit ile birlikte gözlenmekte olup, kalsit damarcıkları tarafından kesilmektedir (Şekil 9b). Manyetit=kuvars damarcıkları birkaç mm kalınlığa ulaşan ince damarlar halinde gözlenir (Şekil 9a ve 9c). Biyotitler ise petrografik olarak ince taneli, özşekilsiz benekli (spotted) ve yer yer düzensiz dağılmış, parçalı mineraller şeklindedir (Şekil 9d). Anhidrit, damar, damarcıklar ve açık boşluk dolgusu şeklinde gözlenir. Pirit saçınımlı kristaller halinde olup, manyetitle mekânsal birliktelik sunmaktadır. Bazı kesitlerde anhidriti de üzerler şeklinde gözlenirler (Şekil 9e ve 9f).

CEVHERLEŞME

İnlice bölgesindeki cevherleşmeler, KB-GD doğrultulu kırık sistemleri ile kontrol edilen birinci faz kovuklu-şeker dokulu kuvarslar ve bunların kovuklarını dolduran ve/veya kesen ikinci faz silisleşme ve alunit oluşumları ile karakterize olan silisleşmiş zonlar içinde yer alır. Bölgedeki cevherleşmeler, sülfid ve oksit cevherleşmeleri olarak iki gruba ayrılmaktadır. Mineraloji ve petrografi analizlerine göre cevher ve gang minerallerine ait parajenetik sekans dizilimleri Şekil 10'da verilmiştir.

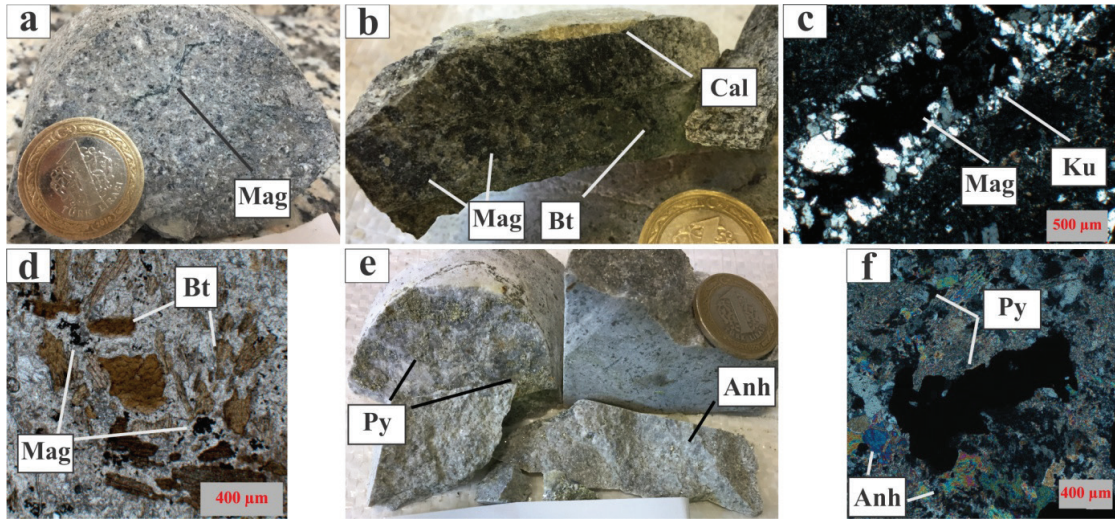


Şekil 8. a) Ana Doğu Zon'un kuzeybatı yamacındaki alterasyon topluluklarını gösteren fotoğraf, b) Kovuklu-şeker dokulu kuvars örneği, c) Kovuklu-şeker dokulu kuvarsları kesen ikinci faz kuvars damarcıkları, d) Kovuklu-şeker dokulu kuvarsları kesen kalsedonik/opalin dokulu kuvarslar, e) İnce taneli şeker dokulu kuvarsların çevrelediği kovuklar, f) Orta-iri taneli şeker dokulu kuvarsların çevrelediği kovuklar, g ve h) İnce taneli şeker dokulu kuvarsların çevrelediği kovukları dolduran ve kesen çok ince-ince taneli ikinci faz kuvarslar, i) Kalsedonik/opalin dokulu kuvarslara ait mikroskop görüntüsü (Mineral kısaltmaları: Ku: Kuvars).

Figure 8. a) Photograph showing the alteration zones on the northwest part of the Ana East Zone, b) A hand specimen from vuggy-sugary textured quartz, c) Second phase quartz veinlets cutting the vuggy-sugary textured quartz, d) Chalcedonic/opaline textured quartz cutting the vuggy-sugary textured quartz, e) Vugs surrounded by fine grained vuggy-sugary textured quartz, f) Vugs surrounded by medium to coarse grained vuggy-sugary textured quartz, g and h) Microphotograph of the second phase quartz veinlets filling and cutting the vuggy-sugary textured quartz, i) Microphotograph of chalcedonic/opaline textured quartz (Mineral abbreviations: Ku: Quartz).

Sondaj karotlarında yapılan incelemelere göre oksit cevherleşmeleri genel olarak yüzeyden 20-25 m, bazen 40-45 metre derinliklere kadar ulaşmakta, hematit ve götit gibi demiroksit-hidroksitler ile malakit ve nabit bakır gibi süperjen cevherleşmelerle temsil edilmektedir. Sülfid cevherleşmeleri daha derin kesimlerde ve oksitli cevher zonu tabanında başlayıp daha

alt kotlarda gözlenir. Ayrıca sülfidli cevher zonu Ana Doğu ve Ana Batı Zon arasında kalan bazı lokasyonlarda yüzey ve yüzeye çok yakın (1-4 metre) derinliklerde görmek mümkündür. Yapılan sondajlar, sülfid cevherleşmelerinin yaklaşık 200-250 metre derinlere kadar devam ettiğini göstermektedir.



Şekil 9. a) Altere andezitleri kesen manyetit damarcığı, b) Manyetit ve biyotit birlikteliğini kesen kalsit damarcığı, c) Manyetit±kuvars damarcığını gösteren mikrofotoğraf, d) Manyetit ve biyotit mikrofotoğrafi, e-f) Alterasyona uğramış andezitlerde saçınımlı pirit taneleri tarafından üzerlenen anhidrit (Mineral kısaltmaları: Anh: Anhidrit; Bt: Biyotit; Cal: Kalsit; Ku: Kuvars; Mag: Manyetit; Py: Pirit).

Figure 9. a) Magnetite veinlet cutting through potassic altered andesite, b) Calcite veinlet cutting the magnetite and biotite association, c) Microphotograph showing magnetite±quartz veinlet; d) Microphotograph of magnetite and biotite; e-f) Anhydrite and disseminated pyrite grains in potassic altered andesites (Mineral abbreviations: Anh: Anhydrite; Bt: Biotite; Cal: Calcite; Ku: Quartz; Mag: Magnetite; Py: Pyrite).

Mineral	Erken Evre	Orta Evre	Geç Evre
Manyetit		
Kuvars		
Biyotit		
Anhidrit		
Kuvars-I		
Kuvars-II	
Kuvars-III		
Rutil		
Alunit	
Kil Mineralleri*	
Kalsit, Epidot	
Barit		
Pirit-I		
Pirit-II		
Sfalerit		
Kalkopirit	
Markazit		
Enarjit		
Altın	
Kovellin		
Kalkosin		
Nabit Bakır		
Nabit Sülfür		
Malakit		
Hematit		
Götüt		

* Kil Mineralleri: Pirofillit, Kaolinit, İllit, Montmorillonit, Klorit

Şekil 10. İnlice epitermal altın yatağına ait mineral topluluklarının parajenetik sekans dizilimi.

Figure 10. Paragenetic sequence for the mineral assemblages in the Inlice epithermal gold deposit.

İnlice epitermal altın yatağındaki sülfid cevherleşmeleri pirit ve daha az oranda enarjit, kalkopirit, kovellin, kalkosin, sfalerit ve markazit ile temsil edilir. Pirit, sülfidli cevher zonunun en baskın mineralidir ve kabaca iki gruba ayrılabilir. Birinci grup piritler (Py-I) alunit oluşumundan önce; i) şeker dokulu kuvars boşlukları arasında ve kovukları doldurur şekilde çok ince-ince taneli, yarı özşekilli-özşekilsiz, saçınımlı şekilde ve ii) damarcık şeklinde gelişen orta-iri taneli, yarı özşekilli-özşekilli olmak üzere iki farklı şekilde gözlenmektedir (Şekil 11a-c). İkinci grup piritler (Py-II) ise kovuklardaki alunit oluşumundan sonra; i) damarcık ve ii) kümelenmiş şeklinde gelişen orta-iri taneli, yarı özşekilli-özşekilli olmak üzere iki farklı şekilde gözlenmektedir (Şekil 11d ve 11e). Petrografik analizlere göre piritlere yer yer markazit de eşlik etmekte ve markazit kuvvetli mavimsi anizotropi göstermesi ile piritten ayrılmaktadır (Şekil 11f). Markazit çoğunlukla tek kristal halinde olup, pirit fazları ve diğer mineraller ile ilişkileri net olarak gözlenmemektedir. Parlak kesitlerde nadir olarak tespit edilen sfalerit, Py-I tarafından ornatılmış ve Py-II ve diğer mineraller ile ilişkisi ise kesitlerde gözlenmemiştir (Şekil 11g). Enarjit, piritten sonra gelişmiş en yaygın görülen sülfid minerali olup, görece olarak Py-II ve kalkopiritin geç evresinde oluşmuştur (Şekil 11h ve 11i). Kalkopirit ise Py-II'yi ornatmakta, enarjit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 11i). Turuncu kahve renklerde tipik anizotropi sergileyen kovellin ve açık mavimsi renklerde olan kalkosin, kalkopirit ve enarjit üzerinde yaygın şekilde izlenmektedir (Şekil 11i ve 11i).

Oksit cevherleşmelerde en yaygın gözlenen mineraller hematit ve götit gibi demiroksit-hidroksitlerdir. Bunlara ek olarak nabit bakır kahvems-kızıl renklerde ince damarcıklar olarak, malakitler ise kırık-çatlak düzlemlerinde sıvamalar olarak izlenir (Şekil 11j, 11k ve 11l). Piritin oksidasyonu ile oluşan hematitler grimsi beyaz renkli, kuvvetli anizotropi ve kırmızı iç yansıma ile karakteristiktir.

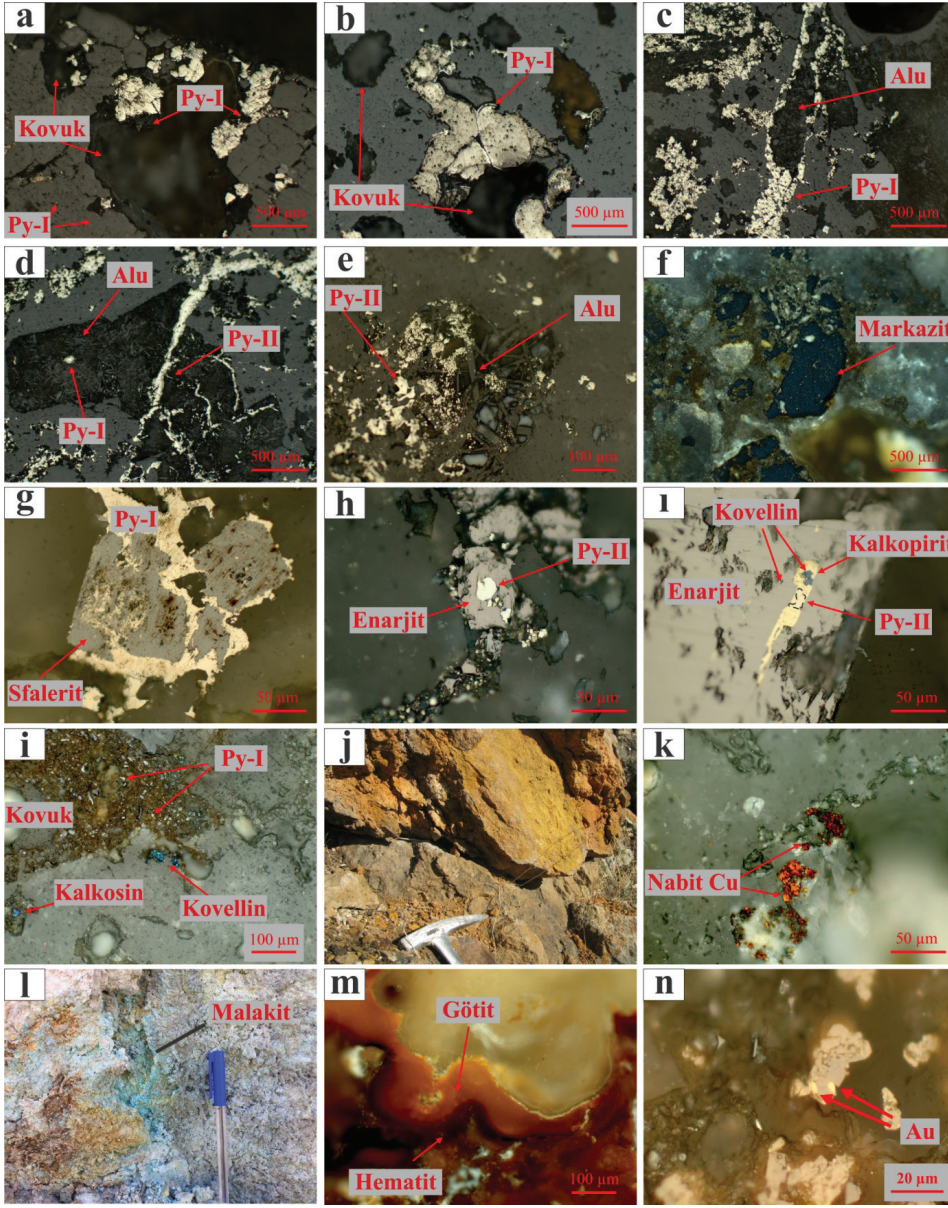
Götit mineralleri ise grimsi beyaz renklerde, sarımsı kahve iç yansıma özelliğine sahip, yer yer kolloform şekildedirler (Şekil 11m). Altın taneleri

sülfidli zonda gözlenememiş ancak oksitli zonda demiroksit-hidroksit mineralleri içinde saçınımlı olarak 2 ile 6µm arası boyutlarda gözlenmektedir (Şekil 11n). Ancak enarjitler içerisindeki 600 ppm'e kadar olan Au içerikleri (Terzi, 2020; Terzi vd., 2022) altının enarjitler içerisinde submikroskopik olarak bulunduğunu göstermektedir.

ALTERASYON JEOKİMYASI

Ana Oksit Elementler

İnlice epitermal altın yatağında alterasyon zonlarının jeokimyasal özelliklerini ortaya koymak amacıyla potasik alterasyon hariç tüm alterasyon zonları ele alınmıştır. Potasik alterasyon zonunun sondaj karotları ile sınırlı kalması ve karotlardan yeterli örnek alınmasına izin verilmediği ve bunların diğer alterasyon topluluklarıyla olan ilişkileri tam olarak belirlenemediği için alterasyon jeokimyası çalışmalarına dâhil edilmemiştir. Bu kapsamda, piropilitik alterasyondan 22 adet (3'ü karot), ortaç arjilik alterasyondan 43 adet (7'si karot), ileri arjilik alterasyondan 38 adet (14'ü karot), kalsedonik/opalin dokulu kuvars damarlarından 20 adet (3'ü karot) ve kovuklu-şeker dokulu kuvars damarlarından 27 adet (3'ü karot) olmak üzere toplam 150 adet örneğin ana oksit element analizi yapılmıştır (Çizelge 2). Bahse konu alterasyon zonlarına ait örneklerin ana oksit element içerikleri, cevherleşme ile ilişkili taze andezitik kayaların ana oksit element içeriklerinin ortalama değerlerine göre nasıl değiştiğini (zenginleşme ve fakirleşme süreçleri) görmek amacıyla normalize edilmiştir (Şekil 12). Bununla birlikte yüzey kayaç ve karot örneklerinin grafiklerde gösterimi ayrı ayrı yapılmış olup, yüzeyden toplanan örnekler ile sondaj karotlarından alınan örnekler arasında derinliğe bağlı farklılığın olup-olmadığı incelenmiştir. İleri arjilik ve kovuklu-şeker dokulu kuvars alterasyonlarındaki Fe₂O₃ (toplam demir) içerikleri dışında derinlik ile ana oksit elementler açısından değişen önemli bir kimyasal değişim olmadığı, yüzey kayaç ve karot örneklerinin büyük ölçüde benzer kimyasal bileşimlerde oldukları görülmüştür (Çizelge 2; Şekil 12).



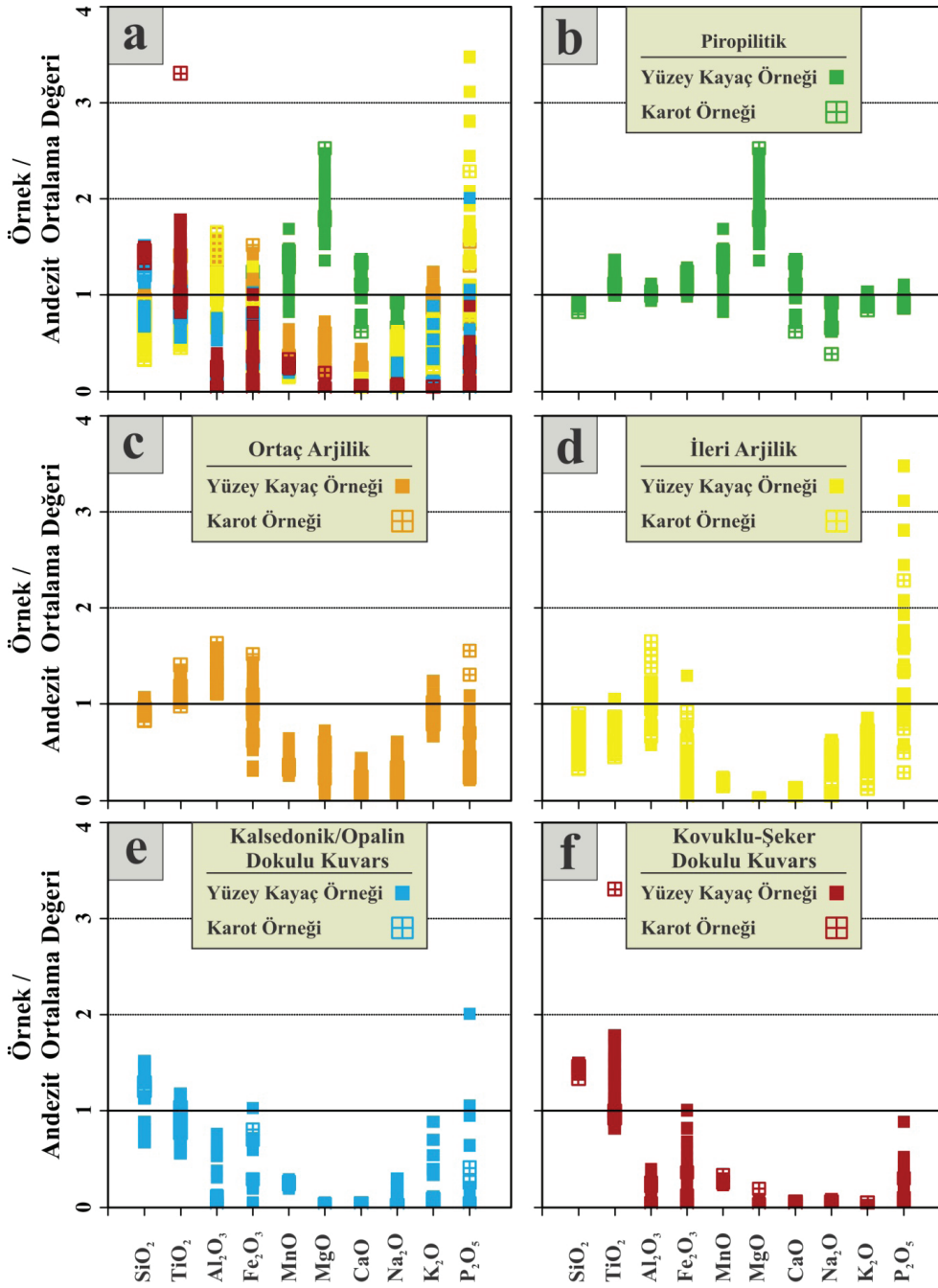
Şekil 11. a-b) Kovuklarda Py-I oluşumları, c) Kovuklarda Py-I'den sonra yerleşen alunit, d) Kovuklardaki alunit dolgu fazını keserek yerleşen Py-II damarcığı, e) Aluniti üzerleyen Py-II fazı, f) Tek bir kristal olarak gözlenen markazit, g) Py-I'in ornattığı sfalerit, h) Py-II'yi ornatan enarjit, i) Py-II ve kalkopiriti ornatan enarjit ve dönüşüm ürünü kovellinler, j) Py-I, kalkosin ve kovellin birlikteliği, k) Nabit bakır oluşumları, l) Ana Batı Zon'da gözlenen malakit sıvamaları, m) Hematit ve götit oluşumları, n) Oksidize zon içerisinde saçınımlı gözlenen altın taneleri (Mineral kısaltmaları: Alu: Alunit; Py: Pirit).

Figure 11. a-b) Py-I formations in vugs, c) Alunites after Py-I in vugs, d) Py-II veinlets cutting the alunite in the vugs, e) Alunites replaced by Py-II phase, f) Photomicrograph of marcasite, g) Sphalerite replaced by Py-I, h) Enargite replacing Py-II, i) Enargite replacing Py-II and chalcopyrite, and supergene covellite, j) The association of Py-I, chalcocite and covellite, k) The formation of native copper, l) Coatings of malachite in Ana West Zone, m) Photomicrograph of goethite and hematite, n) Disseminated gold grains in the oxidised zone (Mineral abbreviations: Alu: Alunite; Py: Pyrite).

Çizelge 2. Alterasyon zonları ve taze andezitik kayalara ait ana oksit element istatistiksel değerleri (Cevherleşme ile ilişkili taze andezitik kayalara ait istatistiksel jeokimyasal değerler, Terzi (2020)'den alınmıştır).

Table 2. Major oxide statistical values for alteration zones and fresh/least altered andesite (Statistical geochemical values of fresh/least altered andesite associated with mineralisation were taken from Terzi (2020)).

Alterasyon	Örnek	Değerler	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Andezit (Taze)	Kayaç (n=62)	Maksimum	65,84	0,82	16,29	5,41	0,12	3,53	5,22	3,42	3,80	0,31
		Minimum	60,54	0,52	14,33	4,26	0,05	1,42	3,21	2,71	2,90	0,19
		Ortalama	63,54	0,65	15,34	4,85	0,085	2,29	3,74	3,04	3,46	0,241
		Ortanca	63,82	0,63	15,34	4,82	0,083	2,20	3,68	3,06	3,47	0,239
		St. Sapma	1,23	0,05	0,40	0,27	0,02	0,47	0,32	0,16	0,15	0,02
Piripilitik Alterasyon	Kayaç (n=19)	Maksimum	59,63	0,88	17,24	6,25	0,14	5,62	5,18	2,81	3,61	0,27
		Minimum	55,76	0,64	14,43	4,81	0,07	3,12	2,65	1,89	3,01	0,21
		Ortalama	57,71	0,74	15,66	5,53	0,101	4,563	4,02	2,35	3,340	0,24
		Ortanca	57,73	0,76	15,65	5,54	0,100	4,562	4,01	2,32	3,344	0,23
		St. Sapma	1,22	0,07	0,76	0,39	0,02	0,72	0,76	0,22	0,14	0,02
	Karo t (n=3)	Maksimum	59,29	0,73	16,00	6,03	0,124	5,80	5,01	2,84	3,19	0,231
		Minimum	52,66	0,70	15,33	5,16	0,109	4,07	2,33	1,19	2,93	0,209
		Ortalama	55,61	0,72	15,70	5,55	0,116	4,67	3,83	2,01	3,07	0,218
		Ortanca	54,88	0,73	15,76	5,45	0,116	4,14	4,14	2,00	3,08	0,214
		St. Sapma	3,37	0,01	0,34	0,44	0,007	0,98	1,37	0,82	0,13	0,011
Ortaç Arjilik Alterasyon	Kayaç (n=36)	Maksimum	67,97	0,88	24,46	7,00	0,05	1,67	1,65	1,86	4,28	0,26
		Minimum	56,33	0,66	17,14	1,50	0,02	0,12	0,21	0,29	2,31	0,05
		Ortalama	60,85	0,764	20,28	4,22	0,032	0,71	0,70	0,85	3,11	0,12
		Ortanca	61,35	0,758	19,83	3,97	0,028	0,61	0,59	0,77	3,10	0,10
		St. Sapma	2,44	0,06	2,00	1,35	0,01	0,39	0,37	0,41	0,36	0,06
	Karo t (n=7)	Maksimum	61,26	0,91	25,10	7,38	0,032	1,37	0,90	1,05	3,53	0,38
		Minimum	52,50	0,64	17,05	3,01	0,027	0,52	0,22	0,24	2,72	0,06
		Ortalama	56,10	0,71	20,93	4,74	0,029	0,90	0,54	0,61	3,09	0,17
		Ortanca	55,98	0,67	20,36	4,56	0,029	0,95	0,51	0,62	3,07	0,11
		St. Sapma	3,44	0,10	2,80	1,46	0,002	0,30	0,27	0,29	0,33	0,12
İleri Arjilik Alterasyon	Kayaç (n=24)	Maksimum	55,67	0,68	18,78	6,31	0,020	0,05	0,51	1,90	2,99	0,84
		Minimum	22,86	0,30	8,90	0,22	0,013	0,001	0,09	0,25	1,01	0,14
		Ortalama	37,39	0,43	14,43	2,32	0,016	0,02	0,26	1,25	1,83	0,38
		Ortanca	36,67	0,42	14,62	2,18	0,016	0,02	0,24	1,29	1,78	0,33
		St. Sapma	9,17	0,08	2,01	1,55	0,002	0,01	0,11	0,34	0,50	0,18
	Karo t (n=14)	Maksimum	57,35	0,56	25,37	4,48	0,020	0,04	0,50	1,73	2,54	0,55
		Minimum	21,23	0,29	10,27	0,10	0,013	0,001	0,08	0,15	0,40	0,07
		Ortalama	37,95	0,44	18,26	2,06	0,016	0,012	0,20	0,76	1,45	0,25
		Ortanca	39,48	0,43	17,15	1,98	0,017	0,007	0,16	0,54	1,49	0,23
		St. Sapma	10,92	0,09	4,60	1,34	0,002	0,013	0,12	0,54	0,65	0,12
Kalsedonik/ Opalin Dökulu Kuvars	Kayaç (n=17)	Maksimum	96,31	0,76	11,69	4,98	0,025	0,12	0,19	0,91	3,09	0,48
		Minimum	43,35	0,36	0,30	0,05	0,016	0,03	0,09	0,01	0,00	0,01
		Ortalama	77,03	0,55	3,82	1,46	0,020	0,06	0,12	0,29	1,10	0,12
		Ortanca	84,81	0,53	1,20	1,21	0,021	0,07	0,12	0,21	1,27	0,04
		St. Sapma	19,97	0,12	4,13	1,25	0,002	0,02	0,03	0,29	1,03	0,13
	Karo t (n=3)	Maksimum	82,90	0,67	1,62	3,92	0,022	0,07	0,14	0,06	0,26	0,10
		Minimum	76,75	0,49	0,36	1,38	0,020	0,059	0,10	0	0	0,01
		Ortalama	79,93	0,59	0,84	2,91	0,0211	0,0626	0,12	0,030	0,09	0,057
		Ortanca	80,14	0,59	0,55	3,41	0,0213	0,0631	0,11	0,026	0	0,063
		St. Sapma	3,08	0,09	0,68	1,34	0,001	0,004	0,02	0,032	0,15	0,04
Kovuk-Şeker Dökulu Kuvars	Kayaç (n=24)	Maksimum	95,41	1,16	6,13	4,91	0,03	0,18	0,21	0,23	0,06	0,21
		Minimum	87,84	0,53	0,32	0,08	0,019	0,06	0,09	0	0	0,01
		Ortalama	91,32	0,83	2,55	1,41	0,023	0,10	0,12	0,05	0,025	0,063
		Ortanca	90,91	0,82	2,03	0,96	0,024	0,09	0,11	0,04	0,019	0,055
		St. Sapma	2,26	0,18	1,69	1,35	0,001	0,03	0,03	0,06	0,03	0,05
	Karo t (n=3)	Maksimum	93,30	2,14	3,86	1,75	0,028	0,42	0,23	0,19	0,18	0,07
		Minimum	85,18	0,60	0,63	0,15	0,022	0,05	0,09	0,19	0,01	0,01
		Ortalama	89,94	1,13	2,63	0,82	0,024	0,18	0,14	0,19	0,09	0,04
		Ortanca	91,32	0,65	3,41	0,56	0,022	0,07	0,10	0,19	0,09	0,02
		St. Sapma	4,23	0,88	1,75	0,83	0,004	0,21	0,08	-	0,12	0,03



Şekil 12. Alterasyon topluluklarının cevherleşmenin yan kayacı olan taze andezitik kayaların ortalama ana oksit bileşimlerine göre normalize edilmiş diyagramları: a) tüm örnekler, b) piropilitik, c) ortaç arjilik, d) ileri arjilik, e) kalsedonik/opalin dokulu kuvars, f) kovuklu-şeker dokulu kuvars.

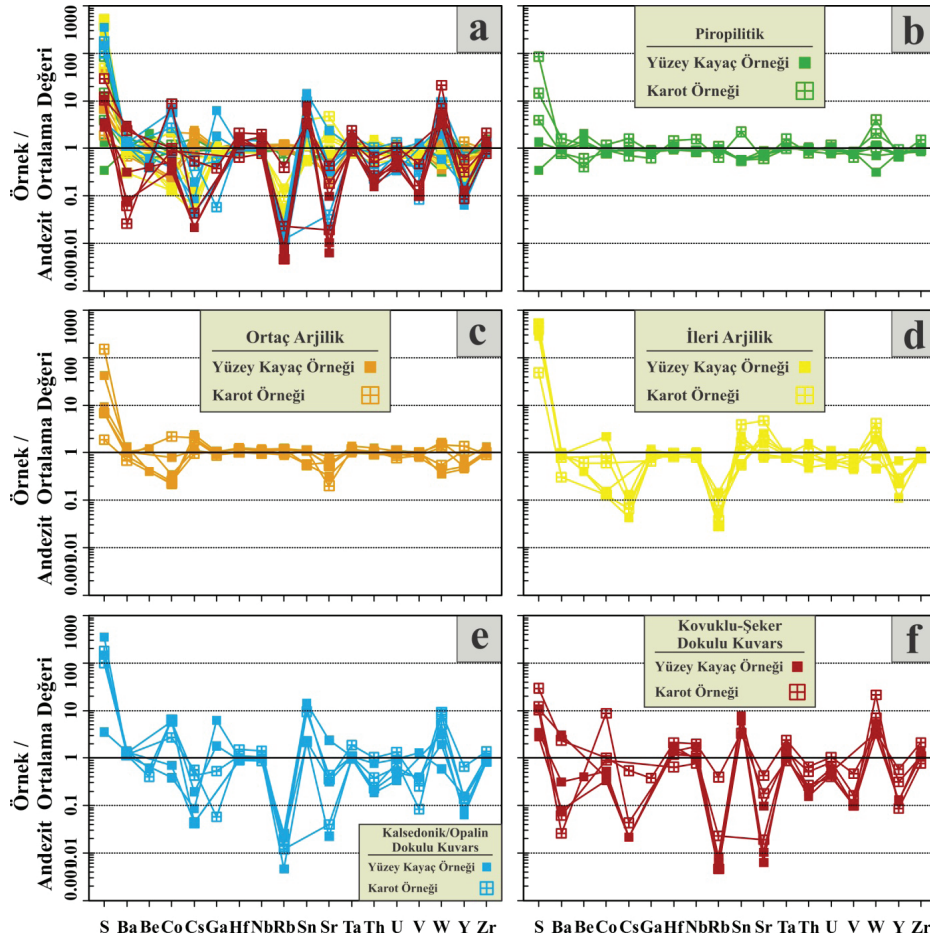
Figure 12. Diagrams for the altered samples normalised to the average major oxide element content of fresh/least altered andesite: a) all the samples, b) samples of propylitic alteration, c) samples of intermediate argillic alteration, d) samples of advanced argillic alteration, e) samples of chalcedonic/opaline textured quartz alteration, f) samples of vuggy-sugary textured quartz alteration.

şekilde fakirleşme göstermektedir (Şekil 12). Bu durum ileri arjilik alterasyonda gözlenen APS mineral oluşumları ile alakalıdır (Terzi, 2020).

İz ve Nadir Toprak Elementler

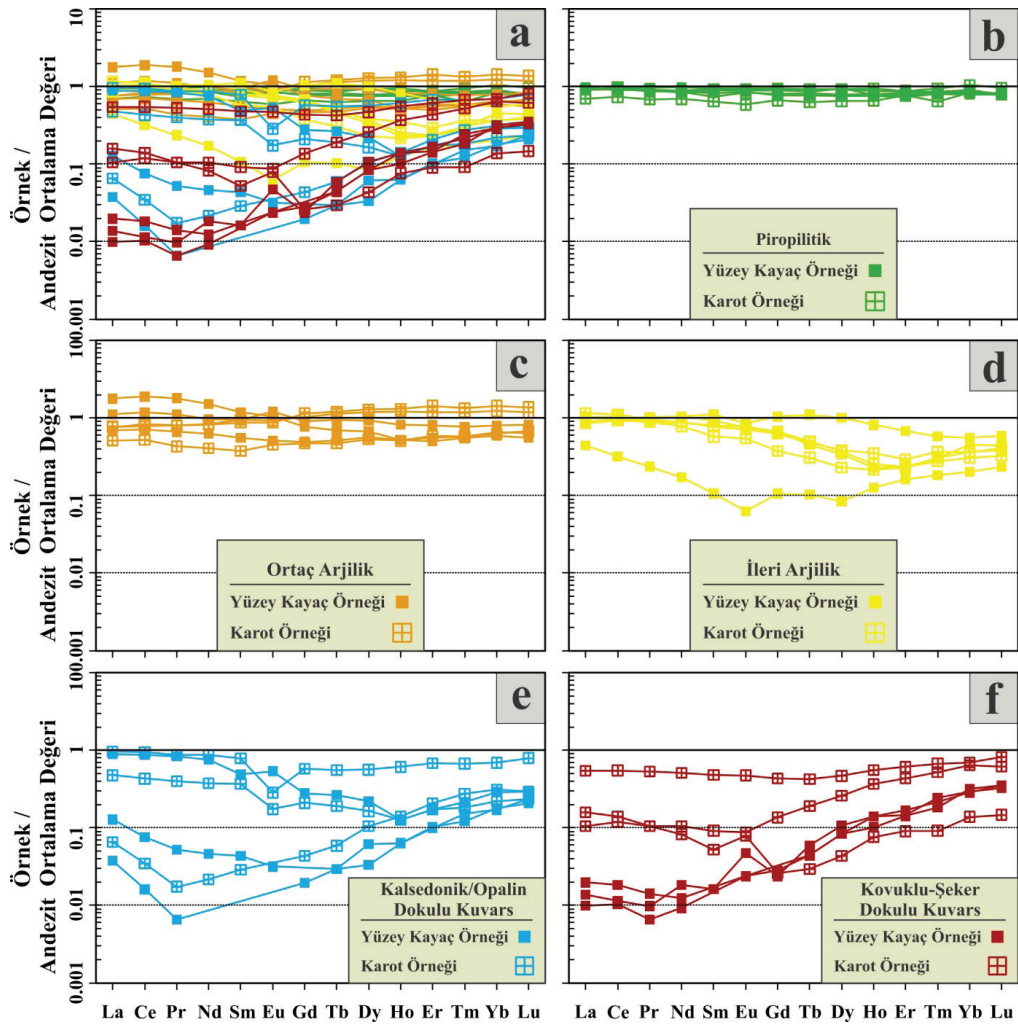
İz ve nadir toprak element analizleri kapsamında, piropilitik alterasyondan 6 adet (3'ü karot), ortaç arjilik alterasyondan 6 adet (3'ü karot), ileri arjilik alterasyondan 6 adet (3'ü karot), kalsedonik/opalin dokulu kuvars damarlarından 6 adet (3'ü karot) ve kovuklu-şeker dokulu kuvars damarlarından 6 adet

(3'ü karot) olmak üzere toplam 30 adet örneğin iz ve nadir toprak element değerleri belirlenmiştir (Çizelge 3). Bahse konu alterasyon zonlarına ait örneklerin iz ve nadir toprak element içerikleri, cevherleşme ile ilişkili taze andezitik kayaların iz ve nadir toprak element içeriklerinin ortalama değerlerine göre normalize edilmiştir (Şekil 13, 14 ve 15). Bununla birlikte kükürt içerikleri dışında yüzey kayaç ve karot örneklerinin iz ve nadir toprak element içerikleri açısından büyük ölçüde benzer kimyasal bileşimlerde oldukları görülmüştür (Çizelge 3; Şekil 13 ve 14).



Şekil 13. Alterasyon topluluklarının cevherleşmenin yan kayacı olan taze andezitik kayaların ortalama iz element bileşimlerine göre normalize edilmiş diyagramları: **a)** tüm örnekler, **b)** piropilitik, **c)** ortaç arjilik, **d)** ileri arjilik, **e)** kalsedonik/opalin dokulu kuvars, **f)** kovuklu-şeker dokulu kuvars.

Figure 13. Diagrams for the altered samples normalised to the average trace element content of fresh/least altered andesite: **a)** all the samples, **b)** samples of propylitic alteration, **c)** samples of intermediate argillic alteration, **d)** samples of advanced argillic alteration, **e)** samples of chalcedonic/opaline textured quartz alteration, **f)** samples of vuggy-sugary textured quartz alteration.



Şekil 14. Alterasyon topluluklarının cevherleşmenin yan kayacı olan taze andezitik kayaların ortalama nadir toprak element bileşimlerine göre normalize edilmiş diyagramları: **a)** tüm örnekler, **b)** piropilitik, **c)** ortaç arjilik, **d)** ileri arjilik, **e)** kalsedonik/opalin dokulu kuvars, **f)** kovuklu-şeker dokulu kuvars.

Figure 14. Diagrams for the alteration assemblages normalised to the average rare earth element content of fresh/least altered andesite: **a)** all the samples, **b)** samples of propylitic alteration, **c)** samples of intermediate argillic alteration, **d)** samples of advanced argillic alteration, **e)** samples of chalcedonic/opaline textured quartz alteration, **f)** samples of vuggy-sugary textured quartz alteration.

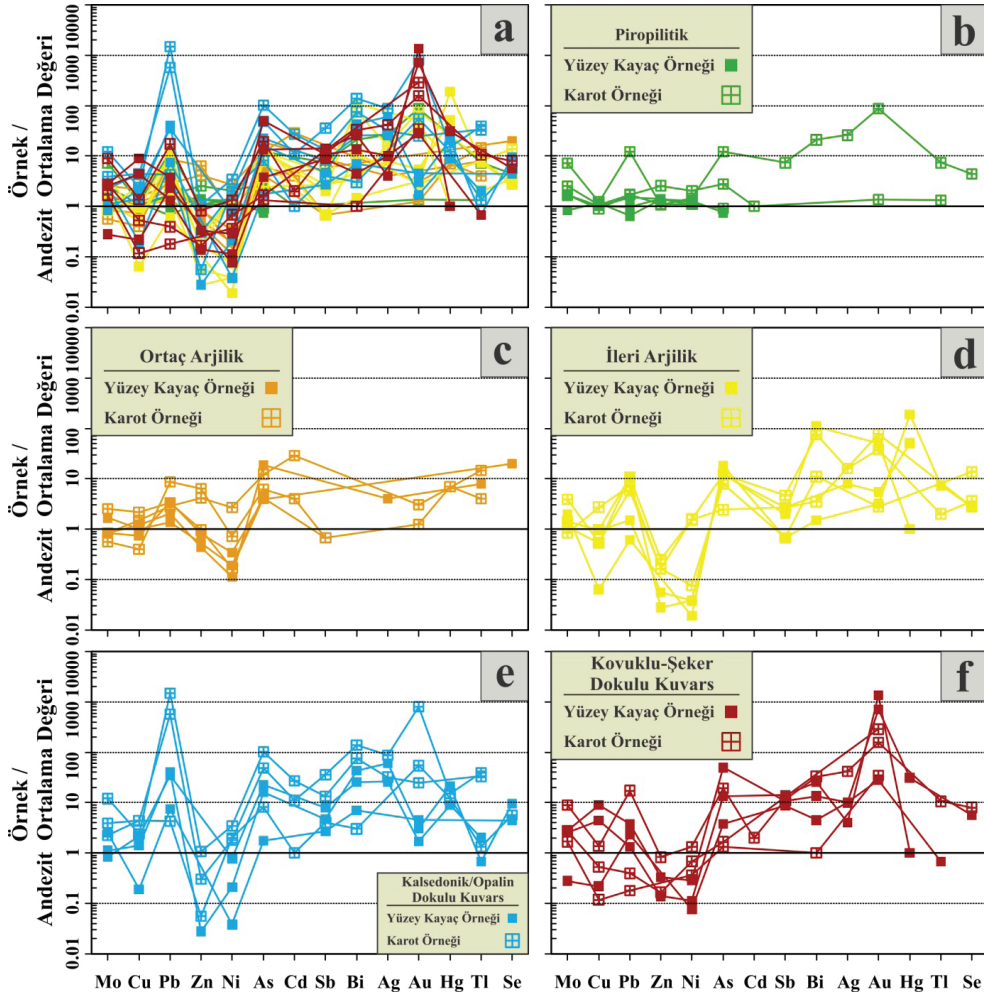
Taze andezitlere göre normalize edilmiş değişim diyagramlarında iz ve nadir toprak element açısından taze andezitik kayalara en yakın kimyasal bileşimi ana oksit diyagramlarında olduğu gibi piropilitik alterasyona ait örnekler vermektedir (Şekil 13b ve 14b). Piropilitik alterasyon zonu, büyük ölçüde taze andezitik kayalar ile uyumlu iz ve nadir toprak element

dağılımı sergilemektedir. Piropilitik alterasyondan sonra andezitik kayalara iz ve nadir toprak element bileşimleri açısından benzerlik sergileyen ortaç arjilik alterasyon, piropilitik alterasyona göre genel olarak iz ve nadir toprak elementleri açısından daha çok tüketilmiş olup, özellikle Sr ve Y açısından fakirleşmiştir (Şekil 13c ve 14c). İleri arjilik alterasyon, andezitik kayalara göre birçok

element açısından fakirleşmiş olup (özellikle Rb, Y, orta ve ağır nadir toprak elementleri), daha yüksek Sr değerleri ile karakteristiktir (Şekil 13d ve 14d). Bu zonda hafif nadir toprak elementleri ise andezitik kayalarla nispeten daha uyumlu desenler sergilemektedir (Şekil 14d).

Kalsedonik/opalin ve kovuklu-şeker dokulu kuvars damarlarını içeren silisleşmelerdeki S,

Sn ve W hariç neredeyse tüm iz ve nadir toprak elementlerin taze andezitik kayalara göre fakirleştiği görülmektedir (Şekil 13e-f ve 14e-f). Baryum (Ba) özellikle kovuklu-şeker dokulu kuvarslarda hem zenginleşme hem fakirleşme göstermektedir (Şekil 13f). Bu zondaki Ba zenginleşmeleri, aksesuar mineral olarak gözlenen baritlerin bazı örneklerde kovuklu kuvarsların boşluklarını doldurmasıyla ilgilidir.



Şekil 15. Alterasyon topluluklarının cevherleşmenin yan kayacı olan taze andezitik kayaların ortalama metalik element bileşimlerine göre normalize edilmiş diyagramları: **a)** tüm örnekler, **b)** piropilitik, **c)** ortaç arjilik, **d)** ileri arjilik, **e)** kalsedonik/opalin dokulu kuvars, **f)** kovuklu-şeker dokulu kuvars.

Figure 15. Diagrams for the alteration assemblages normalised to the average metallic element content of fresh/least altered andesite: **a)** all the samples, **b)** samples of propylitic alteration, **c)** samples of intermediate argillic alteration, **d)** samples of advanced argillic alteration, **e)** samples of chalcedonic/opaline textured quartz alteration, **f)** samples of vuggy-sugary textured quartz alteration.

Şekil 13 ve 14’te diyagramlarda göze çarpan diğer bir husus ise taze andezitlerden silisleşmelere doğru hidrotermal alterasyon şiddetinin artmasına bağlı olarak iz ve nadir toprak element tüketilme derecelerinin artmasıdır. Metalik elementler için hazırlanmış ve taze andezitlere göre normalize edilmiş değişim diyagramlarında ileri arjilik alterasyon ve silisleşmelere doğru metalik elementlerin çoğu zenginleşme göstermekte, Zn ve Ni’deki fakirleşme oranları ise daha da belirginleşmektedir (Şekil 15). İleri arjilik, kalsedonik/opalin ve kovuklu-şeker dokulu kuvars damarlarını içeren silisleşmelerde özellikle As, Sb, Bi, Ag ve Au gibi elementlerde zenginleşme göze çarparken, kalsedonik/opalin dokulu kuvars damarlarında ayrıca kurşun da önemli derecede zenginleşme göstermektedir (Çizelge 3; Şekil 15d, 15e ve 15f).

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Bu çalışmada, Hall vd. (2007) tarafından genel olarak tanımlanan alterasyon zonları mikroskobik ve mineralojik (XRD, Terraspec ve SEM) analizler ışığında, taze andezitik kayalardan itibaren piropilitik, ortaç arjilik ve ileri arjilik alterasyonlar ile silisleşmeler (kovuklu-şeker dokulu ve kalsedonik/opalin dokulu kuvars damarları) olarak detaylandırılmıştır. Bu alterasyonlara ek olarak sadece Merkez Zonun derin kesimlerinde ve sondaj karotlarında tespit edilmiş potasik alterasyonda tanımlanmıştır. Manyetit, kuvars, biyotit ve anhidritden oluşan bu mineral birlikteliği, tipik olarak porfiri Cu yataklarının potasik alterasyon zonunda gözlenenlere (Sillitoe, 1979 ve 2010; Gaibor vd., 2013; Hedenquist vd., 2017) benzemektedir. Bu zonun varlığı, İnlice’de yüksek sülfidasyon epitermal sistemin zamansal ve mekansal olarak daha derinde bulunan porfiri alterasyon ve cevherleşmeleri ile ilişkili olabileceğini düşündürmektedir (Arribas, 1995; Hedenquist vd., 1998 ve 2018; Sillitoe ve Hedenquist, 2003; Sillitoe, 1999 ve 2010). Nitekim İnlice’nin 14 km kuzeybatısında yer alan Doğanbey porfiri $Au \pm Cu \pm Mo$ cevherleşmelerinde

tanımlanmış olan kuvars-sülfid damarcıklarının varlığı ve Karacaören, Kozlu, Gölcük, Oğlakçı gibi porfiri bakır tip yatak potansiyeli olduğu vurgulanan cevherleşmelerden de bahsedilmesi (Stratex International PLC, 2006, 2008a, 2008b ve 2009; Hall vd., 2007), bölgede porfiri tip cevherleşmelerin aranması gerektiğini ve bölgenin bu yönüyle ele alınması gerektiğini göstermektedir. Öte yandan, potasik alterasyona kalın bir deformasyon ve breşik zonlarından sonra geçildiği için potasik alterasyonun ilksel konumunda olmaması gerektiği; bu alterasyonun doğrudan İnlice epitermal altın yatağını barındıran kuvars damarları altında yer alamayacağı düşünülmektedir.

Yatakta görülen sülfid mineral parajenezleri yaygın olarak pirit (I ve II), daha az oranda enarjit, kalkopirit, kalkosin, kovellin, sfalerit ve markazit ile temsil edilmektedir. Py-I oluşumunun kovuklu-şeker doku gösteren kuvars kristallerinin aralarında olması ve kovuk kenarlarında gözlenmesi nedeniyle kovuklu-şeker dokulu kuvars (Ku-I) oluşumları ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Bu oluşumları, kovukları dolduran ve/veya kesen ince taneli ikinci faz kuvars (Ku-II) ve alunit oluşumları takip etmektedir (Şekil 11a-c). İkinci faz kuvars ve alunit oluşumlarını keserek ve üzerleyerek yerleşen Py-II’lerde her ne kadar altın içeriğinin belirlenemediği belirtilse de, Py-II ve kalkopiritin geç evresinde oluşan enarjitlerin mineral kimyası analizlerinde 600 ppm’e kadar altın değerlerinin elde edilmesi (Terzi, 2020; Terzi vd., 2022), zamansal ve mekansal olarak birbirleri ile ilişkili olan birincil sülfid minerallerinin (Py-II, kalkopirit, enarjit) altın cevherleşmesinin oluşumu ile ilişkili olduğunu düşündürmektedir. Bu nedenle bahse konu sülfid mineralleri ile zamansal ve mekansal olarak birlikte gözlenen ve kovuklu-şeker dokulu kuvarsların kovuklarını dolduran ve/veya kesen ikinci faz silisleşmeler (Ku-II) ve alunit oluşumlarının, İnlice’deki altın cevherleşmeleri ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Ayrıca petrografik olarak demiroksit-hidroksit minerallerince zengin oksitli zonlardaki görünür altın taneleri (Şekil 11n), mineral kimyası analizlerinden elde

edilen altın değerleri ve parajenetik ilişkiler doğrultusunda altın cevherleşmesinin, birincil sülfid mineral oluşumlarının bir parçası olduğunu ve sülfid minerallerinin oksidasyon süreçlerinin bir sonucu olarak kararsız duruma gelmesi ile süperjen süreçlerle daha da zenginleştiğini söylemek mümkün gözükmemektedir.

İnce epitermal altın cevherleşmesini barındıran kovuklu-şeker dokulu kuvars damarları, yüksek sülfidasyon epitermal altın yatak oluşumunda sistemin besleyici (feeder) zonunu temsil eden kovuklu ve kalıntı kuvars içerikli silisleşmelerdir. Bunlar, derinlik azaldıkça veya dışa ve yukarı doğru ileri arjilik, ortaç arjilik ve piropilitik alterasyonlara doğru geçiş yaptığı için İnce epitermal altın yatağı literatürde yer alan yüksek sülfidasyon epitermal altın yataklarıyla (Hedenquist ve Arribas, 2017) benzer alterasyon topluluk ve desenine sahiptir. Bununla birlikte yüksek sülfidasyon epitermal altın yataklarında olduğu gibi İnce'de kuvars en yaygın gang minerali olup, değişen oranlarda alunit, dikit ve/veya kaolinit, pirofillit, barit ve alumina-fosfat-sülfat (APS) mineralleri içermektedir (Simmons vd., 2005). Yüksek sülfidasyon epitermal altın yatakları, ileri arjilik alterasyon halesi kılıfı ile sarılmış silisleşmiş kayalar (kuvars damarları) içinde daha çok pirit, enarjit, luzonit, famantinit ve kovellin gibi yüksek sülfidasyon/oksidasyon koşullarını temsil eden sülfid minerallerini (Sillitoe ve Hedenquist 2003) daha az oranlarda kalkopirit, sfalerit, tellüridler ve lokal olarak kalkosin ve bornit gibi sülfidleri barındıran cevherleşmelerdir (Simmons vd., 2005). İnce epitermal altın yatağı luzonit, famantinit, tellüridler ve bornit mineralleri dışında yukarıdaki cevher mineralojisine büyük ölçüde sahiptir. Bununla birlikte, yüksek sülfidasyon epitermal altın yataklarının büyük çoğunluğunda olduğu gibi (Simmons vd., 2005) İnce'de cevher dokusunu baskın olarak kovuklu ve/veya masif kuvars kütleler oluşturmuştur. İnce epitermal altın yatağındaki cevherleşmeler EAVK'ya ait andezitik volkanik domu içine dike yakın eğimlerde yerleşen yapısal kontrollü ve KB-GD doğrultulu silisleşmiş zonlardaki kovuklu-

şeker dokulu kuvars kütleleri ile ilişkilidir (Hall vd., 2007). Cevherleşme her ne kadar EAVK'ya ait volkanizma ve andezitik domlarla ilişkili olsa da aynı zamanda EAVK'nın kuzeyinde yer alan KB gidişli Akşehir fay zonuna uyumlu belirgin yapısal hatları da tercih ettiği vurgulanmaktadır (Rabayrol vd., 2019b; Terzi, 2020). Bunların yanında çoğu yüksek sülfidasyon epitermal altın sistemlerinde olduğu gibi (Arribas, 1995; Hedenquist vd., 2000; Simmons vd., 2005), İnce cevherleşmeleri de kalk-alkalen karakterli andezitik bileşimlerde ve yay magmatizması ile benzer bir tektonik ortamda oluşmuştur (Hall vd., 2007; Terzi, 2020; Terzi vd., 2022). Yukarıda belirtildiği gibi, İnce cevherleşmelerinin volkanik yan kayaç özellikleri, alterasyon deseni ve mineral birliktelikleri, cevher mineral birliktelikleri ve doku/yapı karakteristikleri, bu cevherleşmelerin literatürde tanımlanan yüksek sülfidasyon epitermal altın cevherleşmeleri ile eş ve benzer özelliklere sahip olduğunu göstermektedir.

Yüksek sülfidasyon epitermal altın yataklarında damar merkezindeki alterasyonda yan kayadaki silika (SiO_2) hariç kayacın hemen hemen tüm birincil minerallerinde yer alan elementler yıkanmakta ve ortamdaki uzaklaştırılmaktadır (Steven ve Ratte, 1960; Stoffregen, 1987). Bu da kayacın giderek SiO_2 bakımından doygunluğa erişmesine ve yeni kuvars oluşumuna neden olmaktadır. İnce'de kovuklu-şeker dokulu kuvars damarları olarak tanımlanan silisleşmelerdeki örneklerin SiO_2 içeriklerinin %95,41-85,18 (Ort. %91,16) ve Al_2O_3 içeriklerinin %6,13-0,32 (Ort. 2,56) arasında olması, cevherleşme ile ilişkili taze andezitik kayacın (%65,84-60,54 Ort. %63,54 SiO_2 ; %16,29-14,33, Ort. 15,34 Al_2O_3) uğradığı alterasyonun şiddetini ve yukarıdaki süreçlerin çalıştığını göstermesi açısından önemlidir (Çizelge 2). Taze andezitik kayaların Al_2O_3 , MnO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , P_2O_5 gibi ana oksit bileşenleri ile Co, Cs, Rb, Sr, Th, V ve Y gibi iz ve nadir toprak element içerikleri, alterasyon şiddetinin en yüksek olduğu damar merkezindeki alterasyon topluluğu olan kovuklu-şeker dokulu kuvars damarlarında önemli miktarlarda

tüketilmiştir (Çizelge 2 ve 3; Şekil 12f, 13f ve 14f). Buna karşın bu zonda taze andezitik kayalara göre SiO_2 ve TiO_2 bileşenlerinde oransal olarak bir zenginleşme gözlenmektedir (Çizelge 2; Şekil 12f). Bu durum, yüksek sülfidasyon epitermal altın sistemlerini oluşturan süreçler sırasında Mn, Mg, K, P, Co, Rb, Sr ve Y elementlerinin yüksek oranda hareketli ve Ti, V ve La elementlerinin de düşük hareketliliği ile ilişkili olmalıdır (Petrov ve Popov, 2015). Kovuklu-şeker dokulu kuvars damarlarında TiO_2 içeriğinin diğer alterasyonlara göre hafif zenginleşme göstermesi, cevherleşmeye ev sahipliği yapan taze andezitik kayacın yıkanmasından sonra oluşan kovuklarda kalıntı olarak gözlenen rutil oluşumu ile ilişkili olabilir (Steven ve Ratte, 1960; Stoffregen, 1987) (Çizelge 2; Şekil 12f). Ek olarak tüm alterasyon zonlarında Hf, Nb ve Ta element içerik ve desenlerinin de taze andezitik kayalarınkilere benzer olması ve çok değişmemesi, bu elementlerin bolluklarının Zr ve Ti ile ilişkili mineraller ile ilişkili olduğunu göstermektedir (Şekil 13). Taze andezitlere göre silisleşmiş zonlara doğru itriyum fakirleşmesi artmakta olup, bu durum taze andezitlerdeki hornblendin artan alterasyon şiddeti ile orantılı olarak bozunması ile ilişkili olabilir. Tüm alterasyon zonlarında andezitlere göre zenginleşmiş olarak gözlenen kükürt içerikleri ise ilksel/değişmemiş andezitik kayalarda neredeyse hiç bulunmayan bir bileşenin ilavesini temsil etmekte olup, özellikle ileri arjilik ve silisleşme alterasyonlarında yüksek zenginleşme oranlarına ulaşmaktadır (Çizelge 3; Şekil 13). Bu zonlardaki yüksek kükürt içerikleri, yaygın olarak bulunan alunit ve sülfid mineral parajenezlerinin varlığı ile alakalıdır.

Sr içerikleri, taze andezitik kayalara göre ortaç arjilik alterasyonda ve silisleşmiş zonlarda önemli derecede fakirleşme göstermektedir. Bununla birlikte ileri arjilik alterasyon zonu Sr zenginleşmesi ile karakterize olmaktadır (Şekil 13). İleri arjilik alterasyondaki zenginleşmiş Sr içerikleri APS minerallerinin bünyesindeki Sr ile açıklanabilir (Arribas vd., 1995). Nitekim APS mineralleri, Colorado'daki Summitville

(Stoffregen ve Alpers, 1987), İspanya'daki Rodalquilar (Arribas vd., 1995), Bulgaristan'daki Assarel, Petelovo, Pesovets, Klisoura, Spahievo (Hikov, 2004), Chelopech (Georgieva vd., 2012; Georgieva ve Hikov, 2016), Breznik (Hikov vd., 2017), Panama'daki Cerro Quema (Corral vd., 2016), Filipinler'deki Far Southeast (Hedenquist vd., 2017), Yunanistan'daki Konos Hill (Mavrogonatos vd., 2018) gibi birçok porfiri bakır ve yüksek sülfidasyon epitermal altın yataklarında ileri arjilik zonunun karakteristik minerallerindedir. SEM analizlerine göre de çalışma alanındaki alunitlerin içerisinde %4,4-5,99 P, %1,73-4,42 Ca, %0,06-0,59 Ba ve %1,65 Sr gibi yüksek element içerikleri tespit edilmiştir. Her ne kadar yapılan analizlerle bu çalışma kapsamında APS minerallerinin varlığı ortaya konamamış da olsa bu elementlerin alunitler içinde tespit edilmiş olması ileri arjilik alterasyonlar içinde APS minerallerinin de bulunması gerektiğini düşündürmektedir (Terzi, 2020). Yüksek Sr içeriğine bağlı olarak ortaya çıkan düşük Rb/Sr değerlerinin, yüksek sülfidasyon epitermal sistemlerdeki ileri arjilik ve silisleşmiş zonların tespiti için iyi bir kriter olduğu ve dolayısıyla yeni ve hedef arama bölgelerini belirlemek için önemli bir kılavuz olduğu belirtilmektedir (Arribas vd. 1995; Hikov, 2004; Georgieva vd., 2012; Georgieva ve Hikov, 2016; Hikov vd., 2017) (Çizelge 3). İnlice'de, Rb/Sr oranları piropilitik ve ortaç arjilik alterasyonlarda sırasıyla 0,22 ve 0,35 iken, ileri arjilik (0,005) ve silisleşmiş zonlarda (0,005-0,1) ise önemli derecede düşmektedir (Çizelge 3). Bu durum da Rb/Sr oranlarının en azından İnlice bölgesi için jeokimyasal bir kılavuz olarak kullanılabileceğini göstermektedir (Çizelge 3).

İnlice'de taze andezitik kayalara doğru sırasıyla ileri arjilik, ortaç arjilik ve piropilitik alterasyon zonları ve merkezde kovuklu-şeker dokulu kuvarslardan oluşan silisleşmelerin gelişmesi ve her zonun farklı mineralojiler ve dolayısıyla farklı kimyasal izler ile karakterize ediliyor olması, hidrotermal sistemdeki akışkanların kanal yollarından uzaklaştıkça

fiziksel ve kimyasal (sıcaklık, pH gibi) koşullarının değişmesiyle doğrudan ilişkili olduğunu göstermektedir. Neticede İnlice’de alterasyon şiddetine bağlı olarak, alterasyon zonlarındaki jeokimyasal değişimin derecesi kovuklu-şeker dokulu kuvars damarlarından piropilitik alterasyona doğru azalmaktadır. Buna ek olarak taze andezitlere göre piropilitik alterasyondaki MgO ve S zenginleşmesi; ortaç arjilik alterasyonda S zenginleşmesine karşın Sr ve Y fakirleşmesi; ileri arjilik alterasyonda S ve Sr zenginleşmesi ile Rb, Y, orta ve ağır nadir toprak elementleri açısından fakirleşme; silisleşmiş zonlarda özellikle kovuklu-şeker dokulu kuvars damarlarında TiO₂, S, Sn ve W zenginleşmeleri ile Co, Cs, Rb, Sr, Th, V, Y ve nadir toprak elementleri açısından fakirleşmelerin olduğu belirlenmiştir. İnlice’de alterasyon zonlarında gözlenen bu kimyasal değişimler, EAVK içinde başka ve yeni potansiyel yüksek sülfidasyon epitermal altın cevherleşmelerinin aranması ve keşfi için önemli jeokimyasal kılavuzlar olarak kullanılabilir.

EXTENDED SUMMARY

Inlice high sulphidation epithermal gold deposit is found approximately 40 km southwest of Konya city centre (Figure 1). It is located within the Erenlerdağ-Alacadağ Volcanic Complex in the north of the Taurides belt (EAVC; Gençoğlu Korkmaz et al., 2017). The deposit is operated by ESAN Eczacıbaşı Industrial Raw Materials Industry and Trade Inc. using conventional open pit mining since 2017. Using a cut-off grade of 0.3 g/t Au, the total proven mineral reserves are 629,000 tonnes of in-situ oxide material averaging 2.36 g/t Au plus 466,000 tonnes of talus material averaging 0.79 g/t Au, for a total gold reserve of 59,600 oz Au. An underlying sulphide resource is estimated to contain 164,000 oz Au (URL-1). The scope of this study is to define the alteration and mineralisation pattern of İnlice deposit at a scale of 1/1000 and to reveal the mineralogical and geochemical characteristics by using XRD, Terraspec and SEM, and WD-XRF and ICP-MS

instruments, respectively. Within the scope of the study, an alteration map was prepared based on mineralogical and petrographical studies, and alteration zones were evaluated with respect to major oxide, trace and rare earth element content using enrichment and depletion characteristics.

The basement rocks, which are not observed in the study area, are Palaeozoic-Mesozoic metamorphic, ophiolitic and marine sedimentary rocks (Eren, 1993; Temel et al., 1998). These rocks are overlain by the Upper Miocene-Pliocene volcanic, volcano-sedimentary and sedimentary rocks, known as the EAVC, commonly outcropping between Akören, Seydişehir and Beyşehir west-southwest of Konya (Keller et al., 1977; Eren, 1993; Temel et al., 1998; Kadir and Karakaş, 2000) (Figure 1b). According to the published K-Ar, Ar-Ar and U-Pb age data from the volcanic and volcano-sedimentary rocks, the timing of volcanism in the region is Miocene-Pliocene (Besang et al., 1977; Keller et al., 1977; Platzman et al., 1998; Koç et al., 2012; Koç, 2013; Asan and Ertürk, 2013; Gençoğlu Korkmaz et al., 2017; Gündüz, 2017; Rabayrol, 2018; Rabayrol et al., 2019b; Kuşcu et al., 2019).

The volcanic and volcano-sedimentary rocks are andesite, block and ash flow, basaltic andesite lava flow and andesite lava flow, from the oldest to the youngest, based on their mineralogical-petrographic features and stratigraphic positions. The youngest units unconformably covering the volcanic and volcano-sedimentary rocks are talus and alluvium (Figure 3 and 4). Ore-bearing silicified zones controlled by NW-SE trending fault systems are hosted by andesite, which were interpreted to be a part of a volcanic dome by Hall et al. (2007). Radiometric ages of andesitic host rock are between 8.67±0.13-8.98±0.11 Ma (Rabayrol et al., 2019a; Kuşcu et al., 2019). There are seven mineralised zones named Ana East Zone, Ana West Zone, Batı Zone, Discovery Zone, Güllü Zone, Merkez Zone and Kuzey Zone (Figure 2). Four alteration zones from the silicified zones in the centre to the fresh/least altered andesite were

defined. These zones are characterised by four different mineralogical, textural and chemical responses of the andesitic host rock. In addition, a potassic alteration zone, identified as a magnetite, quartz, biotite and anhydrite mineral assemblage, is only encountered in the deep part of the Merkez Zone (Figure 9). This alteration is mineralogically and texturally different from the alteration zones observed at the surface and at shallow depths. It was not evaluated in this study as there is no obvious relationship with the shallow level alteration zones. This zone was named potassic alteration, which may indicate a relationship with the temporally and spatially deeper porphyry system(s) (Arribas, 1995; Hedenquist et al., 1998; 2018; Sillitoe and Hedenquist, 2003; Sillitoe, 1999, 2010; Terzi, 2020).

Mineralisation in the deposit is divided into two groups of sulphide and oxide. The oxide mineralisation that reaches depths of about 40-45 metres from the surface is represented by iron oxide-hydroxide mineral occurrences such as hematite and goethite and to a lesser extent supergene mineralisation such as malachite and native copper (Fig. 10). The sulphide mineralisation below the oxide mineralisation can be at a depth of approximately 200-250 metres or more. The sulphide mineralisation is commonly represented by pyrite, and to a lesser extent by enargite, chalcopyrite, covellite, chalcocite, sphalerite and marcasite. Gold grains between 2 and 6 μm are petrographically observed in the oxide-rich zone (Figure 11n). However, the presence of gold content up to 600 ppm in enargite identified with mineral chemistry studies suggests that gold is found submicroscopically in sulphide-rich zones (Terzi, 2020; Terzi et al., 2022).

In order to reveal the geochemical characteristics of the alteration zones, all alteration zones, except potassic alteration, were evaluated (Table 2 and 3). The major oxide, trace and rare earth element contents of the samples taken from alteration zones were normalised to the average values of the fresh/least altered

andesite, in order to determine geochemical changes in alteration zones. These studies showed that hydrothermal alteration processes resulted in significant depletion of i) Na_2O in all alteration zones, ii) MnO , MgO and CaO in all alterations except propylitic alteration, and iii) K_2O in advanced argillic alteration and silicified zones (Figure 12). The high MgO content in propylitic alteration is due to minerals such as chlorite, montmorillonite and dolomite in this zone (Table 1, Figure 12). The CaO and K_2O contents, which do not change or slightly change in propylitic alteration, may characterise the preserved feldspars in this zone (Steven and Ratte, 1960) or the secondary carbonate (dolomite?) formation in the paragenesis of this alteration (Table 1, Figure 12). The destruction of feldspar crystals is quite common in the intermediate argillic alteration, whereas they were completely destroyed in the advanced argillic alteration and silicified zones. Increasing destruction of feldspars towards silicified zones also supports the depletion of CaO , Na_2O and K_2O contents reflecting the decrease in pH and increase in temperature of the hydrothermal fluid. In addition, the fact that the K_2O contents in intermediate argillic alteration are relatively preserved compared to advanced argillic alteration and silicification could be related to potassium retained by illite or kaolinite in this zone (Tables 1 and 2; Figure 12). P_2O_5 contents are enriched in advanced argillic alteration but depleted in silicification zones especially (Figure 12). This implies the existence of APS mineral formations associated with advanced argillic alteration (Terzi, 2020). One point seen in vuggy-sugary textured quartz veins is the depletion of most elements, apart from SiO_2 and TiO_2 (Tables 2 and 3; Figures 12f, 13f and 14f). This is related to the high mobility of Mn, Mg, K, P, Co, Rb, Sr and Y and the low mobility of Ti, V and La during the processes that form the high sulphidation epithermal gold systems (Petrov and Popov, 2015). The slight enrichment of TiO_2 in vuggy-sugary textured quartz veins compared to other alteration zones

may be related to rutile formation, observed as a residue in vugs formed after the leaching of fresh/least altered andesite (Steven and Ratte, 1960; Stoffregen, 1987; Table 2; Figure 12f). Moreover, Hf, Nb and Ta contents of all altered samples and their patterns on normalised diagrams are similar to those of fresh/least altered andesite, indicating that the abundances of these elements are related to immobile Zr and Ti-related minerals. Yttrium depletion increases towards silicified zones from fresh/least altered andesite, which suggests the destruction of hornblende based on increasing degree of alteration (Figure 13).

In the normalised diagrams, the chemical composition the closest to fresh/least altered andesite indicates propylitic alteration (Figures 13b and 14b). The intermediate argillic alteration also shows a similarity to fresh/least altered andesite in terms of trace and rare earth element compositions after propylitic alteration. This zone is especially depleted in terms of Sr and Y (Figures 13c and 14c). Advanced argillic alteration is depleted in many elements (such as Rb, Y, medium and heavy rare earth elements) and is characterised by high Sr values (Figure 13d and 14d). The silicified zones are depleted of almost all trace and rare earth elements except S, Sn and W (Figures 13e-f and 14e-f). In addition, depending on the increase in hydrothermal alteration intensity from fresh/least altered andesite to silicified zones, the degree of depletion of trace and rare earth elements increases (Figure 13 and 14).

Sr contents show significant enrichment in advanced argillic alteration, and depletion in intermediate argillic alteration and silicified zones compared to fresh/least altered andesite (Figure 13). This could be associated with the APS mineral occurrences within alunite as evidenced by high contents of P (4.4-5.99%), Ca (1.73%-4.42%), Ba (0.06-0.59%) and Sr (1.65%) based on SEM analysis (Terzi, 2020). Although the presence of APS minerals could not be revealed by the analyses in the scope of this study, the fact that these elements were detected in alunite


suggests that APS minerals should also be present in advanced argillic alteration (Terzi, 2020). APS minerals are characteristic for advanced argillic alteration zones in many porphyries and high sulphidation epithermal systems such as Summitville in Colorado (Stoffregen and Alpers, 1987), Rodalquilar in Spain (Arribas et al., 1995), Assarel, Petelovo, Pesovets, Klisoura, Spahievo (Hikov, 2004), Chelopech (Georgieva et al., 2012; Georgieva and Hikov, 2016), Breznik (Hikov et al., 2017) in Bulgaria, Cerro Quema in Panama (Corral et al., 2016), Far Southeast in the Philippines (Hedenquist et al., 2017), and Konos Hill in Greece (Mavrogenatos et al., 2018). Apart from the Sr content of alteration zones, Rb/Sr ratios can be noteworthy in the advanced argillic alteration and silicified zones with values as low as 0.05 and 0.1, whereas propylitic and intermediate argillic alteration zones have relatively high Rb/Sr values (0.22 and 0.35) (Table 3). The low Rb/Sr value is a significant criterion for advanced argillic and silicified zones to identify new and target regions in high sulphidation epithermal systems (Arribas et al. 1995; Hikov, 2004; Georgieva et al., 2012; Georgieva and Hikov, 2016; Hikov et al., 2017) (Table 3). Therefore, the Rb/Sr ratio can be used as a geochemical guide in Inlice, as well as other prospects in the EAVC. Moreover, the fact that Pb shows significant enrichment in the chalcedonic/opaline textured quartz veins can be used as a definitive indicator. In addition to Pb, enrichment in As, Sb, Bi, Ag and Au, and depletion in Zn and Ni are especially notable moving from fresh/least altered andesites towards silicified zones.

KATKI BELİRTME


Bu çalışma Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK; Proje No: 117Y018) tarafından desteklenmiş olup, yazarlar finansal destekleri için TÜBİTAK'a, arazi çalışmalarında sağladıkları lojistik - teknik destek ve göstermiş oldukları yakın ilgileri için ESAN Eczacıbaşı Endüstriyel Hammaddeler Sanayi ve Ticaret A.Ş yönetici ve çalışanlarına

ve bu çalışmanın ilk versiyonu üzerinde yapıcı eleştiri ve katkıları bulunan hakemlere (Selman Aydoğan ve diğer anonim hakemler) ile dergi editörü Erdinç Yiğitbaş'a teşekkür ederler.

ORCID

Mustafa Haydar Terzi  <https://orcid.org/0000-0003-4224-6482>

Erkan Yılmaz  <https://orcid.org/0000-0001-9921-9237>

İlkay Kuşcu  <https://orcid.org/0000-0003-4037-5002>

Sercan Bozan  <https://orcid.org/0000-0001-7315-6071>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Anık, F. ve Öztürk, A. (2011). Konya'nın yeraltı kaynakları ve potansiyeli. *I. Konya Kent Sempozyumu* (s. 161-174). TMMOB Konya Kent Konseyi, Konya, Bildiriler.
- Arribas, A. (1995). Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In J. F. H. Thompson (Ed.) *Mineralogical Association of Canada Short Course*, 23, 419–454.
- Arribas, A., Cunningham, C. G., Rytuba, J. J., Rye, R. O., Kelly, W. C., Podwysocki, M. H., McKee, E. H. & Tosdal, R. M. (1995). Geology, Geochronology, Fluid Inclusions and Isotope Geochemistry of the Rodalquilar Gold Alunite Deposit, Spain. *Economic Geology*, 90, 795-822.
- Asan, K. & Ertürk, M. A. (2013). First Evidence of Lamprophyric Magmatism from the Konya Region, Turkey: a Genetic Link to High-K Volcanism. *Acta Geologica Sinica English Edition*, 87, 6, 1617-1629.
- Ay, B. (2015). *Yatağan-Kozlu-Gökyurt-Erenkaya (Konya Batısı) arasındaki bölgede yer alan volkanik kayaların maden potansiyelinin araştırılması* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Aydar, A., Bozan, S. ve Kuşcu, İ. (2015). İç Anadolu Volkanik Kuşağındaki Gölcük Bölgesinde (Konya) Epitermal Mineral Oluşumu. K. Sayıt (Ed.), *68. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı* (s. 341-342). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/00f7c1630b6e86b_ek.pdf
- Besang, C., Eckhardt, F. J., Harre, W., Kreuzer, H. & Müller, P. (1977). Radiometrische altersbestimmungen an Neogenen eruptivgesteinen der Türkei. *Geologisches Jahrbuch*, 25, 3-36.
- Bozoğlu, M.S. (2003). *Konya batı-güneybatısındaki ignimbiritlerin mineralojik, petrografik ve jeokimyasal incelenmesi* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta.
- Corral, I., Cardellach, E., Corbella, M., Canals, A., Gómez-Gras, D., Griera, A. & Cosca, M. A. (2016). Cerro Quema (Azüero Peninsula, Panama): Geology, alteration, mineralization, and geochronology of a volcanic dome-hosted high-sulfidation Au-Cu deposit. *Economic Geology*, 111, 2, 287-310.
- Çelik, M., Temel, A., Tunoğlu, C. ve Orhan, H. (1994). *Konya-Akören-Seydişehir-Doğanbey arasında yer alan kil oluşumlarının özelliklerinin incelenmesi ve ekonomik öneminin araştırılması* (Proje no: YBAG 0040/DPT). TÜBİTAK.
- Çömlekçiler, F. (2009). *Sızma-Hatip (Konya) Arasında Gelişen Pliyosen-Kuvaterner Yaşlı Alüvyal Yelpazelerin Sedimentolojik Özellikleri* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Davidson, A., Rose, P. & Lucas, I. (2008). *Stratex International Initiating Coverage*. 02 Dec 2008.
- Dinç, S. (2004). *Kızılören Dağı ve civarındaki (Konya) karbonatlı kayaların sedimentolojik ve petrografik özelliklerinin araştırılması* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Döğme, A. N. (2018). *Konya İnce Epitermal Altın Cevherlerinin Zenginleştirilmesi* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Ercan, T. (1986). Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizması. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 107, 119-141. https://dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/makaleler/tr/20150624111727_491_2272cb91.pdf
- Eren, Y. (1993). *Eldes-Gökçeyurt-Derbent-Söğütözü (Konya) arasının jeolojisi* [Doktora Tezi]. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Esan Arşiv (2020). *Annual Technical Report*. ESAN Eczacıbaşı Industrial Raw Materials Industry and Trade Inc. İstanbul, pp. 1-8.
- Gaibor, A., Dunkley, P., Wehrle, A., Lesage, G., Boer, D. D. & Froilan, C. (2013). The discovery and understanding of the Far Southeast copper-gold porphyry, Luzon, Philippines. In *Proceedings*,

- New Gen Gold conference (pp. 233-247)*. Pay Dirt Media, Perth.
- Gençoğlu Korkmaz, G. (2015). *Yükselen (Konya) Bölgesi Volkanik Kayaçlarının Petroğrafisi, Jeokimyası ve Petrolojisi* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Gençoğlu Korkmaz, G., Asan, K., Kurt, H. & Morgan, G. (2017). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, elemental and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Neogene bimodal volcanism in the Yükselen area, NW Konya (Central Anatolia, Turkey). *Journal of African Earth Sciences*, 129, 427-444.
- Georgatou, A. A. & Chiaradia, M. (2020). Magmatic sulfides in high-potassium calc-alkaline to shoshonitic and alkaline rocks. *Solid Earth*, 11, 1-21.
- Georgieva, S., Hikov, A. & Stefanova, E. (2012). Mobility of major and trace elements during hydrothermal alteration of volcanic rocks from the Chelopech high-sulphidation epithermal Cu-Au deposit, Central Srednogie, Bulgaria. *National conference with international participation - Geosciences 2012 (p. 47-48)*. Bulgarian Geological Society.
- Georgieva, S. & Hikov, A. (2016). Geochemistry of hydrothermally altered rocks from the Chelopech high-sulphidation Cu-Au deposit, Bulgaria. *Comptes rendus de l'Académie bulgare des Sciences*, 69, 761-768.
- Göğer, E. ve Kırıl, K. (1973). *Kızılören dolayının (Konya'nın Batısı) genel stratigrafisi*. MTA Genel Müdürlüğü, Arşiv No: 5204.
- Görmüş, M., (1984). *Kızılören (Konya) dolayının jeoloji incelemesi* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Gündüz, M. (2017). *Sarayköy-Sille-Tatköy-Küçükmuhsine (Konya Kb'si) Çevresinde Yüzeyleyen Neojen Yaşlı Volkanik Kayaçların Jeokronolojisi, Mineral Kimyası, Element ve İzotop Jeokimyası*, [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Hall, D. J., Foster, R. P., Yıldız, B. & Redwood, S.D., (2007). The Inlice High-sulphidation Epithermal Gold Discovery: Defining a Potential New Gold Belt in Turkey. *Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting (p. 113-116)*. Dublin.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. Jr. & Reynolds, T. J. (1998). Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93, 373-404.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. Jr. & Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 245-277.
- Hedenquist, J. W. & Arribas, R. A. (2017). Epithermal ore deposits: first-order features relevant to exploration and assessment. *Mineral Resources to Discover-14th SGA Biennial Meeting 2017*, Quebec, Canada, 1, 47-50.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. & Aoki, M. (2017). Zonation of Sulfate and Sulfide Minerals and Isotopic Composition in the Far Southeast Porphyry and Lepanto Epithermal Cu-Au Deposits, Philippines. *Resource Geology*, 67, 2, 174-196.
- Hedenquist, J. W., Taguchi, S. & Shinohara, H., (2018). Features of Large Magmatic-Hydrothermal Systems in Japan: Characteristics Similar to the Tops of Porphyry Copper Deposits. *Resource Geology*, 1-17.
- Hikov, A. (2004). Geochemistry of strontium in advanced argillic alteration systems – possible guide to exploration. *Bulgarian Geological Society, Annual Scientific Conference Geology 2004 (p. 29-31)*.
- Hikov, A., Velinova, N., Lerouge, C. & Kunov, A. (2017). Geochemistry of advanced argillic altered rocks in the area of Breznik, Western Srednogie Unit, Bulgaria. *Geologica Balcanica*, 46, 93-108.
- Kadir, S. ve Karakaş, Z. (2000). Konya Miyosen yaşlı volkanik birimlerin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi ile neojen kil mineral oluşumlarının irdelenmesi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 122, 95-106. https://dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/makaleler/tr/20150527142936_341_22758f4f.pdf
- Karakaya, M, Karakaya N. & Temel A. (2001). Kaolin Occurrences in the Erenler Dagı Volcanics, Southwest Konya Province, Turkey. *International Geology Review*, 43, 711-721.
- Kasapoğlu, E. K., Temel, A., Yürür, T., Aydar, E., Lyberis, N., Gourgau, A., Chorowicz, J., Froger, J.L., Deniel, C., Vidal, P., Aksoy, H., Gillot, P. ve Olanca, K. (1997). *Orta Anadolu'da Volkanizma-Tektonik İlişkileri (Toros Kenet Kuşağı Kuzeyi)*, (Proje no: YBAG-0078/DPT). TÜBİTAK.

- Keller, J., Jung, D., Burgath, K. & Wolff, F. (1977). Geologie und petrologie des Neogenen kalkalkali vulkanismus von Konya (Erenlerdağı-Alacadağ Massiv, Zentral Anatolien). *Geol., Jahrbuch, Reihe B, Heft, 25*, 37-117.
- Ketin, I. (1966). Anadolunun tektonik birlikleri (Tectonic units of Anatolian Asia Minor). *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 66, 20-34 (in English: 23-34). https://dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/makaleler/eng/20151020143258_862_227ff53f.pdf
- Koç, A., Kaymakçı, N., Hinsbergen, D. J. J. V., Kuiper, K. F. & Vissers, R. L. M. (2012). Tectono-Sedimentary evolution and geochronology of the Middle Miocene Altınapa Basin, and implications for the Late Cenozoic uplift history of the Taurides, southern Turkey. *Tectonophysics*, 532-535, 134-155.
- Koç, A., (2013). *Tectono-Stratigraphic Evolution of The Continental Miocene Basins in Southwest Anatolia* [Unpublished Phd Thesis]. Middle East Technical University, Ankara.
- Koçak, K. & Zedef, V. (2016). Geochemical Characteristics of the Lava Domes in Yatağan Village and Sağlık Town, From Erenlerdağı (Konya, Central Turkey) Volcanites. *Acta Geobalkanica*, 2, 7-19.
- Kurt, H., Özkan, M. ve Koçak, K. (2003). Orta Anadolu'da Konya'nın batısındaki dalma-batma ile ilişkili volkanik kayalar jeolojik, petrografik ve jeokimyası. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 46(2), 39-51. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/d0f74b5955dc87f_ek.pdf
- Kurt, S., Akgül, B. ve Kurt, H. (2005). Sağlık-Erenkaya (Konya Batısı) yöresi volkanik kayalarının petrografik ve jeokimyasal özellikleri. *Fırat Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 17(1), 190-204.
- Kuşcu, İ., Gençlioğlu-Kuşcu, G., Tosdal, R.M., Ullrich, T. D. ve Friedman, R. (2011). Batı Anadolu Altın-Bakır Cevherleşmelerinin Yaşı ve Magmatizma ile olan Jeokronolojik İlişkisi. 64. *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, 25-29 Nisan 2011, Ankara. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/75c525912387f05_ek.pdf
- Kuşcu, İ., Tosdal, R. M. & Gençlioğlu-Kuşcu, G. (2019). Episodic porphyry Cu (-Mo-Au) formation and associated magmatic evolution in Turkish Tethyan collage. *Ore Geology Reviews*, 107, 119-154.
- Mavrogonatos, C., Voudouris, P., Spry, P. G., Melfos, V., Klemme, S., Berndt, J., Baker, T., Moritz, R., Bissig, T., Monecke, T. & Zaccarini, F. (2018). Mineralogical study of the advanced argillic alteration zone at the Konos Hill Mo-Cu-Re-Au porphyry prospect, NE Greece. *Minerals*, 8, 479.
- MTA (2002). 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Ankara, Paftası, (M. Şenel (Editör.), N. Turhan (Düzenleyen)).
- Ota, R. & Dincel, A. (1975). Volcanic Rocks of Turkey. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 26, 8, 393-419.
- Özgül, N. (1976). Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 65-78. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/e4b4ed9f5a0b921_ek.pdf
- Özkan, A. M. (1998). *Konya Batısındaki Neojen Çökellerinin Stratigrafisi ve Sedimentolojisi* [Yayımlanmamış Doktora Tezi], Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Petrov, D. & Popov, K. (2015). Correlations between elements in ores from the gold-copper deposit Chelopech, Bulgaria. *Ann. Univ. Min. Geol.*, 58, 93-98.
- Platzman, E. S, Tapırdamaz, C. & Sanver, M. (1998). Neogene anticlockwise rotation of central Anatolia (Turkey): preliminary palaeomagnetic and geochronological Results. *Tectonophysics*, 299, 175-189.
- Rabayrol, (2018). *Late Cenozoic Post-Subduction Tectonic, Magmatic and Metallogenic Evolution of the Anatolide – Tauride Orogenic Belt, Turkey* [Unpublished PhD Thesis]. The University of British Columbia.
- Rabayrol, F., Hart, C. J. R. & Thorkelson, D. J. (2019a). Temporal, spatial and geochemical evolution of late Cenozoic post-subduction magmatism in central and eastern Anatolia, Turkey. *Lithos*, 336-337, 67-96.
- Rabayrol, F., Hart, C. J. R. & Creaser, R.A. (2019b). Tectonic Triggers for Postsubduction Magmatic-Hydrothermal Gold Metallogeny in the Late Cenozoic Anatolian Metallogenic Trend, Turkey. *Economic Geology*, 114(7), 1339-1363.
- Selçuk, A. N. D. & Güney, A. (2020). Comparison of different methods on the enrichment of Konya Inlice epithermal gold ores. *Physicochemical Problems of Mineral Processing*, 56(1), 147-160.
- Sillitoe, R. H. (1979). Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. *Mineralium Deposita*, 14, 161-174.

- Sillitoe, R.H., (1999). Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralisation in porphyry and epithermal environments, *Pacrim '99 Congress, Bali, Indonesia, Proceedings* (p. , 29–44.). Melbourne, Australasian Institute of Mining and Metallurgy.
- Sillitoe, R.H., (2010). Porphyry Copper Systems, *Economic Geology*, 105, p. 3–41.
- Sillitoe, R.H. & Hedenquist, J.W., (2003). Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits, In: Simmons SF, Graham IJ (Eds.) *Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the Earth, Soc. Econ. Geol. Spec. Pub.*, 10, 315–343.
- Simmons, S.F., White, N.C. & John, D.A., (2005). Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits, *Economic Geology One Hundredth Anniversary, 1905-2005*, 485-522.
- Steven, T. A. & Ratté, J. C., (1960). *Geology and ore deposits of the Summitville district, San Juan Mountains, Colorado*. US Government Printing Office, Washington.
- Stoffregen, R. E., (1987). Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado, *Economic Geology*, 82, 1575-1591.
- Stoffregen, R. E & Alpers, C. N., (1987). Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: products of apatite destruction during advanced argillic alteration, *Canadian Mineralogist*, 25, 201-211.
- Stratex International PLC, (2006). *Stratex Defines New Gold Target in Turkey*. 12 Haziran 2006.
- Stratex International PLC, (2008a). *Stratex Announces New Gold Discovery in Konya Belt*. 28 Şubat 2008.
- Stratex International PLC, (2008b). *Stratex's Pipeline of Discoveries Grows and Drilling to Start on Priority Targets*. 21 Temmuz 2008.
- Stratex International PLC, (2009). *Konya Update*. 30 Mart 2009.
- Tatar, O., Gürsoy, H. & Piper, J. D. A. (2002). Differential neotectonic rotations in Anatolia and the Tauride Arc: palaeomagnetic investigation of the Erenlerdağ Volcanic Complex and Isparta volcanic district, south-central Turkey. *Journal of the Geological Society*, 159, 281–294.
- Temel, A., Gündoğdu M.N. & Gourg, A. (1998). Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 327-354.
- Terzi, M. H. (2020). İnce (Konya) Epitermal Altın Yatağının Jeolojisi, Jeokimyası ve Kökensele İncelenmesi [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. Aksaray Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Aksaray.
- Terzi, M.H., Yılmaz, E., Kuşçu, İ. ve Oyman, T. (2022). İnce (Konya, Türkiye) Yüksek Sülfidasyon Epitermal Altın Yatağının Jeolojisi, Mineralojisi ve Kökensele İncelenmesi. K. Esat ve S. Akıska (Ed.ler), *Uluslararası Katılımlı 74. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı* (s. 366-366). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/6ab8ae54dfdaf8_ek.pdf
- Ulu, Ü., Öcal, H., Bulduk, A. K., Karakaş, M., Arbas, A., Saçlı, L., Taşkıran, M. A., Ekmekçi, E., Adır, M., Sözeri, Ş. ve Karabıyıkoglu, M. (1994). İç Anadolu güneyindeki Tersiyer-Kuvaterner volkanizması. *47. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı* (s. 108-108). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/c7dcef4ea90b05c_ek.pdf
- URL-1.<<https://www.marketscreener.com/quote/stock/ORIOLE-RESOURCES-PLC-4005802/news/Stratex-International-Plc-Provides-Updates-on-the-Company-s-Inlice-and-Altintepe-Development-Project-39341340/>>, Erişim Tarihi: 15.06.2022.
- Uyanık C. & Koçak K. (2016). Geochemical Characteristics Of The Erenlerdağı Volcanics, Konya, Central Turkey, *Bulletin of the Geological Society of Greece, L*, 4, 2057-2067.
- Uysal, F., (2008). *Hatip-Pamukçu-Dikmeli-Karadığın (Konya) Civarının Jeolojisi ve Yöredeki Karbonatlı Kayaçların Yapıtaşı Olarak Kullanılabilir Özellikleri* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi], Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.



İdrisyayla Volkanitlerinde (Kırka-Eskişehir) Gözlenen Sferulitik Riyolitlere ait İlk Petrografik Dokusal Veriler
The First Petrographic Textural Data of Spherulitic Rhyolites Observed in the İdrisyayla Volcanites (Kırka-Eskişehir)

Yeşim Yücel-Öztürk^{1*} , **Cüneyt Akal¹** 

¹ *Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tınaztepe Yerleşkesi, 35160, Buca-İzmir*

• Geliş/Received: 10.03.2022 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 26.05.2022 • Kabul/Accepted: 27.06.2022
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 16.08.2022 • Baskı/Printed: 31.01.2023

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Sferulitik (küresel) yapılar özellikle alkali magmatik kayalarda gelişen, eşmerkezli olarak zonlu kristal kümeleri olarak tanımlanırlar ve genellikle farklı mineral katmanları veya kabukları şeklinde ortaya çıkarlar.

Batı Anadolu'da Kırka-Afyon-Isparta Volkanik provansı içinde Kırka (Eskişehir) bölgesinde gözlenen volkanosedimenter seri baskın olarak Erken Miyosen yaşlı dasitik-riyolitik bileşimli volkanikler, gösel kireçtaşları, borat-içerikli kilaşları, tuf, stromatolitik kireçtaşları ve riyolitler ile bazaltlardan oluşmaktadır. Bu çalışma İdrisyayla kuzeyindeki Neojen seri içerisinde yüzlek veren sub-alkali riyolitik lav domunun kenar zonunda gözlenen sferulitik yapıların iç oluşum mekanizmaları tanımlanmıştır. Riyolitler, grimsi açık kahve renkte, hipokristalen hiyalopilitik-holohiyalin ve sferulit özellikler sunmaktadır ve tamamen akma yapısı sunan, nadir olarak gelişmiş özşekilli plajiyoklas, sanidin ve kuvars mikrokristalleri içeren volkanik camdan oluşmaktadır. Riyolitlerin dış yüzeyinde gözlenen küresel yapılar yaklaşık 10-15 cm boyutlarına kadar ulaşmaktadır. Neredeyse tam yuvarlağa yakın şekil sunan sferulitler lav akma bantları içinde konsantrik halkalar şeklinde görünmektedir. Sferulitik yapıların iç dokusunda volkanik cam fazının akma bant dokusu devamlılık sunmaktadır.

Söz konusu sferulitik yapılar, etkilendiği yüksek sıcaklık ve hızlı soğuma sonucunda, devitrifikasyon mekanizmasıyla ortaya çıkmıştır. Sferulitik riyolitlere ait petromineralojik özellikler, erken magmatik süreçte, silise aşırı doygun sıvının, nispeten farklı yoğunluktaki silikat sıvı fazları içinde kristalleştirdiğini ve bir merkezden itibaren ışınal kuvars-feldispat kristal büyümelerinin, bu riyolitlerde sferulitik yapının oluşumuna neden olduğunu göstermektedir. Bunun yanında, yerel olarak akma bantlarının kıvrımlanması ile oluşan eksen boşluklarındaki katı faz mineral büyümesi ve devamında sıvı fazdan ışınal mineral büyümelerinin geliştiği litofiz benzeri yapıların da riyolitin kenar fazında laminar dokuyu değiştirdiği önerilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Devitrifikasyon, küresel yapılar, litofiz, riyolit, Kırka, Eskişehir.

Abstract: *Spherulitic structures are classically defined as concentrically zoned crystal clusters that form in igneous systems (especially in alkaline igneous rocks), and usually occur as different mineral layers or shells.*

The volcano-sedimentary series observed in the Kırka region, south of Eskişehir, within the Kırka-Afyon-Isparta Volcanic Province, Western Anatolia, consists predominantly of Lower Miocene volcanic and pyroclastic sequences with rhyodacitic-rhyolitic composition, lacustrine limestones, borate-bearing claystones, tuff, stromatolitic limestones and rhyolites and basalts. The formation mechanisms of the spherulitic structures observed in the marginal zone of the sub-alkaline rhyolitic lava dome outcropping within the Neogene series west of İdrisyayla in

Kırka (Eskişehir) region are described for the first time with this study. The rhyolites are grayish light brown in color, have hypocristalline hyalopilitic-holohyaline texture and have spherical structures defined as spherulites. These rocks have a completely flowing structure and are composed of volcanic glass containing rare euhedral plagioclase, sanidine and quartz microcrystals, the spherical structures observed on the surface of the rhyolites are up to 10-15 cm in size. The spherulites, which are almost round in shape, appear as concentric rings within the lava flow bands. The flow band texture of the volcanic glass phase is continuous with the inner texture of the spherulitic structures.

This study suggests that the spherulitic structures in the İdrisyayla (Kırka-Eskişehir) region formed by the devitrification mechanism as a result of high temperature and rapid cooling. The petro-mineralogical features of the spherulitic rhyolites show that during the early magmatic stage, the oversaturated liquid crystallized in silica-rich fluid phases with relatively different densities, and radial quartz-feldspar crystal growths from a center caused the formation of the spherulitic structure. It is also suggested that the lithophysae-like structures formed by the crystal growths representing the solid phase in axial cavities due to the local folding of flow bands and the later radial mineral growths representing the liquid phase also changed the laminated texture in the marginal phase of the rhyolite.

Keywords: Devitrification, lithophysae, rhyolite, spherulite, Kırka, Eskişehir.

GİRİŞ

Birçok magmatik kompleks içinde, plutonik ve volkanik kayaçların kenar zonlarında gelişen ve orbikül, sferülit ve litofiz olarak isimlendirilen özgün küresel yapılar nadiren ortaya çıkmasına karşın, çok sayıda araştırmacı tarafından incelenmiş ve oluşumlarına ilişkin farklı genetik hipotezler geliştirilmiştir (örn., Sederholm, 1928; Goodspeed, 1942; Salotti ve Fouts, 1964; Leveson, 1966; Barrière, 1972; Couturié, 1973; Alexander, 1974; Elliston, 1984; Chauris vd., 1989; Piboule vd., 1989; Péloquin vd., 1996; Lindh ve Näsström 2006; Ballhaus vd., 2015; Breikreuz, 2013; Newton, 2020). “Orbikül” ve “sferülit” terimleri mineralojik bileşim ve petroloji ile sınırlandırılmayan genel bir tanım olarak yaygın şekilde kullanılmaktadır. “Orbikül” terimi genel olarak çevresindeki magmatik, migmatitik veya metamorfik ana kaya ile tezat oluşturan herhangi bir katmanlı küresel yapıyı tanımlamak için kullanılmaktadır (Leveson, 1966). Leveson (1966)’ya göre klasik orbiküler yapılar, merkezde bir çekirdek ve bu çekirdekten farklı doku ve/veya mineralojiye sahip ışınsal (radyal) veya teğet yönelimli minerallerden oluşan, ardışık dizili (konsantrik) dış kabuklarla karakterize edilmektedir (örn; Thompson ve Giles, 1974; Enz vd., 1979; Thompson ve Giles, 1980; Enz vd., 1980; Johnson vd., 2018). Dikkat çekici halka-benzeri görünümünden dolayı jeolojik anlamda büyük

merak uyandıran orbiküler yapılar sunan kayaçlar, bulunduğu ortamın fiziko-kimyasal koşulları hakkında önemli ipuçları sunar. Orbiküler yapı, birçok granitik kayacın belirgin bir özelliği olduğu gibi, aynı zamanda gabro, diyorit, migmatit, tuf vb. kayaçlarda da gözlenmektedir (örn. Srinivasan ve Roop Kumar, 1995; Prakash, 1996; Shrivastava vd. 2004; Lindh ve Näsström, 2006). Bu yapıların kökeni magmatik, metamorfik veya migmatitik olabilir ve olasılıkla oldukça yüksek sıcaklık koşullarında oluşmaktadır (Barriere, 1972; Vernon, 1985; Breikreuz, 2013). Orbiküler yapılar üç ana grup altında toplanmaktadır: (1) proto-orbiküler, (2) tek-kabuklu ve (3) çok-kabuklu orbiküler yapı (Elliston, 1984). Kendi matriksi içinde çok sayıda veya seyrek şekilde dağılmış olan orbiküller çok sayıda kabukla çevrelenmiş bir çekirdek ile birlikte, boyutları birkaç santimetreden 35 cm’ye kadar değişebilen oval veya küresel şekillerde bulunabilmektedir. Bu yapılar; (1) etrafındaki plutonların (gabro, diyorit, granodiyorit, siyenogranit, peralümin granit), (2) orbiküller arasındaki matriksin (gabroik, diyoritik, granitik veya pegmatitik), (3) çekirdek ve bunların içyapılarının ve (4) kabukların doğasına göre önemli ölçüde değişkenlik göstermektedir (örn. Leveson, 1966). Çekirdekler, plutonik (granitler, granodiyoritler, diyoritler, gabrolar) ve metamorfik kayaçlar (metapelitler, amfibolitler, peralüminyumlu kalıntılar) veya kristallerden

(genellikle feldispat) oluşabilmektedir ve küresel yapının oluşmaya başladığı andan daha önce varolan durağan çekirdekler olarak yorumlanmaktadır. Ardışık dizili (konsantrik) kabuklar ışınal veya teğet yönelimlidir ve kuvars, biyotit ve/veya amfibol ile birlikte bulunan plajyoklas ve/veya K-feldispat mineralleri ile karakterize edilmektedir. Literatürde orbiküler yapıların farklı oluşum mekanizmalarını; (1) magma içinde merkezler etrafında aşırı doyumluk ile ritmik kristalleşme (Leveson, 1966); (2) magmada karışmayan damlalar (sıvı karışmazlığı) (Leveson, 1966); (3) basınç ve sıcaklıktaki değişim ile oluşan ötektoid etrafında bir eriyiğin dalgalanması (Iddings, 1909); (4) magma ile bir ksenolit/ksenokristal kapanımı arasındaki tepkime (Holgate, 1954); (5) Liesegang halkalarının oluşumuna benzer şekilde granitleşme sırasında difüzyon ve ritmik çökme (Carl ve Amsutz, 1958) şeklinde özetlenebilir.

Bu çalışma, İdrisyayla bölgesinin (Kırka-Eskişehir) batısında, Göcenoluk'un yaklaşık 7 km kuzeyinde Miyosen volkanik seriye ait riyolitlerde tanımlanan küresel (sferülitik) yapı oluşumlarının ayrıntılı mineralojik ve petrografik özelliklerini ortaya koymaktadır. Bu küresel yapılar, riyolitik bileşime sahip volkanik cam bir matriks içinde K-feldispat-kuvars ışınal büyümelerinden oluşmaktadır. Aynı zamanda oluşumları süresince litofiz benzeri boşluklar ve bu boşluklarda yer yer çubuk agat oluşumlarına benzer katı, sıvı ve gaz faz aşamalarında ikincil mineraller (kuvars vb.) geliştirdikleri de gözlenmektedir. Bu çalışma kapsamında gerçekleştirilen ilk petrografik ve mineralojik veriler söz konusu küresel yapıların oluşumunun daha iyi anlaşılmasını sağlamak amacıyla kullanılmıştır.

BÖLGESEL JEOLJİ

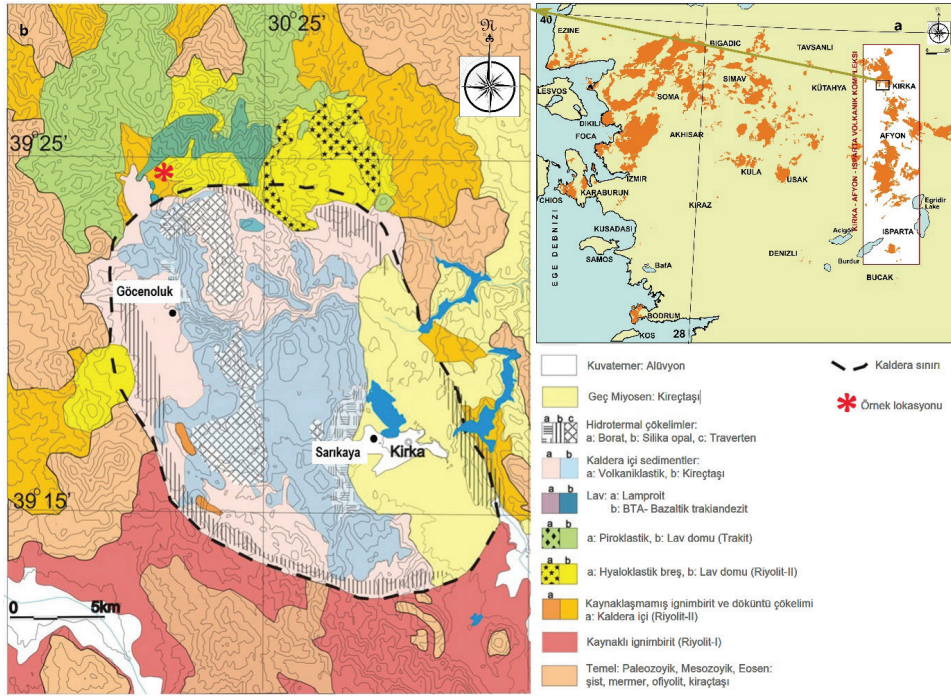
Batı Anadolu, Miyosen öncesi sıkışma rejimi sırasında birleşmiş çeşitli tektono-stratigrafik birimlerden oluşmaktadır. Bunlar, Neo-Tetis okyanusunun kapanması ve bu kıtasal blokların

çarpışması ile ilişkili olarak İzmir-Ankara Sütür Zonu (İASZ) ile ayrılan kuzeyde Sakarya zonu ve güneyde Anatolid-Torid bloğunu içermektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay vd., 1996; Okay ve Satır, 2000). Bölgede Miyosen öncesi temel birimlerini büyük ölçüde Neojen volkanik ve tortul kayaçlar örtmektedir. Çarpışma sonrası magmatik aktivite, bölgenin kuzey kesiminde Eosen'de başlamış ve Geç Miyosen'de güneye doğru devam ederek Batı Anadolu volkanik kuşağını oluşturmuştur. Batı Anadolu'daki Miyosen volkanik aktivitesi, çeşitli havzalarda (örneğin, Sultançayır, Bigadiç, Kestelek, Emet ve Kırka) gölsel çökme ile eş zamanlı gelişmiştir ve ekonomik borat yatakları ile yakından ilişkilidir (örn., Helvacı ve Yağmurlu, 1995; Helvacı, 1995; Helvacı ve Alonso, 2000; Helvacı ve Orti, 1998, 2004; Erkül vd., 2005; Ersoy vd., 2011; Seghedi ve Helvacı 2016; Helvacı vd., 2020).

Kırka Havzası'nın temel kayaçları, Sakarya Zonu altında Anatolid-Torid Bloğunun yiten kuzey kenarını temsil eden İASZ ofiyolitik kayaları ile Afyon ve Tavşanlı zonlarının yüksek basınç metamorfik kayaçlarından oluşmaktadır (Pourteau vd., 2016). Bu birimler, KB Anadolu'da geniş alanlar kaplayan Alt Eosen yaşlı tortul birimler tarafından uyumsuzlukla örtülmüştür (Özcan vd., 1988). Kırka Havzası'nın batı kesimi, ağırlıklı olarak ekonomik borat yatakları ile birlikte Alt Miyosen gölsel çökelleri içermektedir. Kırka borat yatağı dünyadaki ana boraks kaynağıdır (örn., Helvacı ve Orti, 2004). Kırka havzasında bazaltik, trakiandezit-trakiandezit ve bunlarla eş yaşlı riyolit kayaçlar ile piroklastikleri (21-17 Ma) bölgedeki alkali volkanik fazı temsil etmektedir. Tavşanlı-Afyon arasında geniş yüzlekleri tanımlanan büyük riyolitik ignimbrit oluşumları, Tavşanlı-Afyon bölgesinin genleşmesi ile yakından ilişkilidir. Kırka-Afyon-Isparta volkanik sahasında elde edilen veriler, bu bölgede "Kırka-Frigya kalderası" olarak adlandırılan bir kaldera yapısının tanımlanmasına olanak sağlamıştır (Şekil 1a, b) (Seghedi ve Helvacı, 2016; Helvacı vd.,

2020). 25 My'dan bu yana gelişen tektonik yönlü basınçlar (stres), magma odasının KKB-GGD yönlü uzamasına neden olmuş ve kaldera tabanının kabaca elips şeklini vermiştir. Kaldera, 19 My'dan başlayarak bir dizi çökme olayı sırasında büyük oranlarda kaldera içi ve dışı ignimbrit üretmiştir. Çökme sonrası kaldera içi sedimantasyon ve kuzey kenarda gelişen volkanizma (18.6 My) geniş bir bileşimsel aralık sunan bir dizi volkanik yapı (kubbe ve lav) ve çökme kaynaklı faylarla denetlenmiştir (Seghedi ve Helvacı, 2016). Kıta altı litosferik manto içindeki zenginleşmiş manto bileşenleri, açılma başlangıcında basınç azalmasıyla ergimeye başlamıştır. Yükselen manto eriyiklerinin parçalanmasından ortaya çıkan ısı, silis oranı yüksek, sulu kabuksal rezervuarları üretmiştir. Bu eriyiklerin kıtasal kabukla etkileşimi ayrıca kabuk anateksisine ve dolayısıyla iki farklı

bileşime neden olmuştur; bunlar Seghedi ve Helvacı (2016) tarafından riyolit-1 ve riyolit-2 olarak adlandırılmaktadır (Şekil 1b). Kaldera oluşumundan sonra, küçük hacimli kaldera içi ve dışı epizodik riyolitik, bazaltik-traki-andezitik, trakitik ve lamproitik volkanizmaya geçiş olmuştur. Lamproitik volkanizma en genç olanıdır (16.2 Ma) ve zenginleşmiş bir manto litosferinde gelişen daha ilksel magma girdisine işaret etmektedir (Seghedi ve Helvacı 2016). Volkanik stratigrafisi, kaldera ve kaldera sonrası yapıları oluşturan patlamalar sırasındaki magmatik sistemi doğrudan ortaya koymaktadır. Bu sistem, çarpışma sonrası genişlemeli ortamda, evrimsel olarak silisik magma ile birlikte değerlendirilmesi gereken potasik - ultrapotasik kayaların oluşumunun mükemmel bir örneğini sunmaktadır (Seghedi ve Helvacı 2016 ve buradaki referanslar).



Şekil 1. Çalışma alanına ait **a)** yer bulduru (volkaniklerin dağılımı 1/500.000 ölçekli MTA jeoloji haritasından derlenmiştir) ve **b)** sferulitik riyolitlerin gözlemlendiği Kirka-Frigya kalderası ve çevresinin jeoloji haritası (Seghedi ve Helvacı (2016)'dan alınmıştır).

Figure 1. a) Distribution of volcanic rocks in western Anatolia (Modified from 1/500,000 scale geological map of Turkey (MTA, 2002), **b)** Geological map of the Kirka-Phrygian caldera where spherulitic rhyolites are observed (after Seghedi and Helvacı 2016).

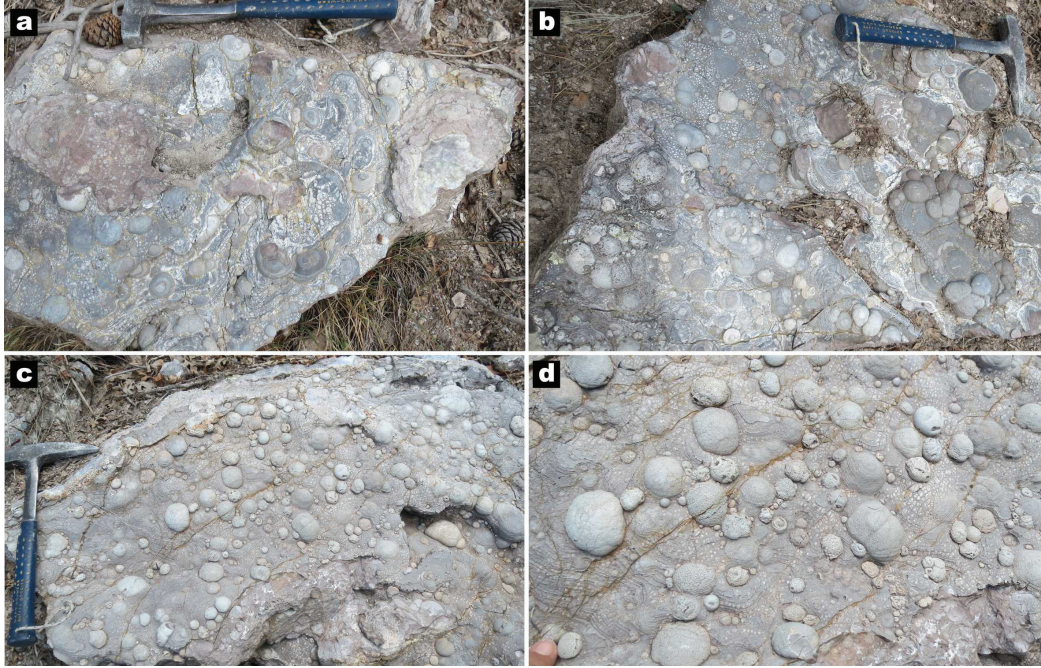
İDRİSYAYLA RİYOLİTERİNDE GÖZLENEN KÜRESEL YAPILARIN TANINMASI

Saha Gözlemleri

Çalışma alanında iyi gelişmiş sferulitik yapılar sunan riyolit yüzlekleri, “Kırka-Frigya kalderası”nın kuzey kenarında, İdrisyayla yöresinin batısında Göcenoluk’un yaklaşık 7 km kuzeyinde gözlenmektedir (Şekil 1b). Çalışma alanında, riyolit ana kayasına ait geniş ölçekli bir mostra izlenmemektedir. Ancak sferulitik yapıların saptandığı lokasyonda riyolit, açık kahverenkli, ince taneli şekilde gözlenmekte ve küresel yapıların yanısıra akma dokusu da belirgin olarak görülebilmektedir (Şekil 2a-d).

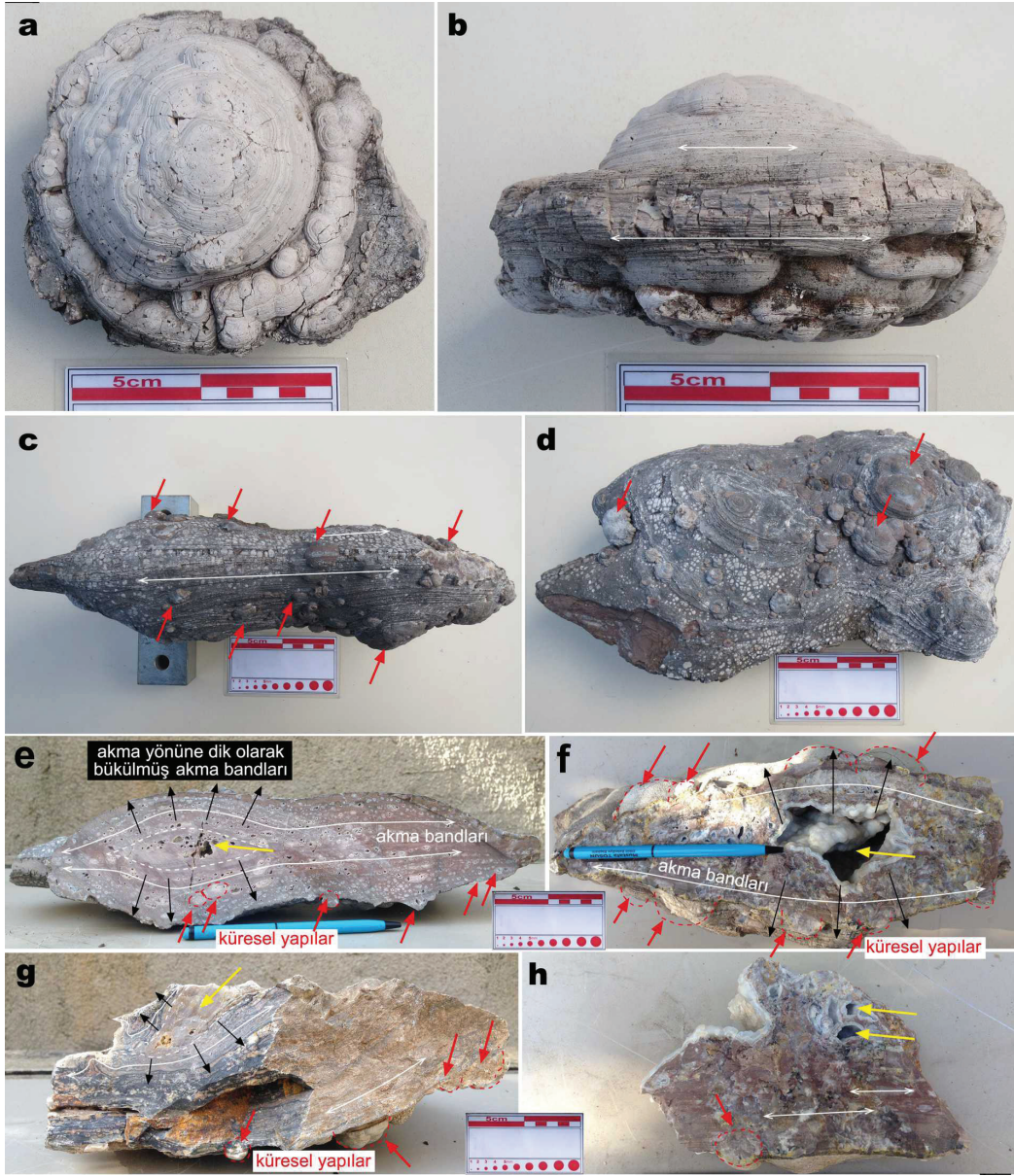
Bu çalışmada incelenen riyolitlerde saptanan küresel yapılar morfolojik olarak genel sferulitik yapılara benzerlik sunmaktadır (Şekil 3). Küreler

birkaç santimetreden yaklaşık 10-15 cm çapına kadar farklı boyutlarda ortaya çıkmaktadır (Şekil 3a). Kabuklar çoğunlukla elips ve ayrıca yarım daire şeklindedir (Şekil 3b). Kabukların aralığı yer yer düzensiz ve/veya düzenlidir. Makro küresel yapılarda gözlenen ardışık dizimli halkaların renk ve boyutları ritmik şekilde değişmektedir. Karakteristik akma bantlarına koşut olarak gelişen bu yapılar, içinde bulunduğu kayaca göre daha açık renktedir ve küre üst noktasına doğru küçülen ardışık dizimli daireler ve içinde geliştiği volkanik cam fazına göre daha dayanımlı olması ile kolayca ayırt edilmektedir (Şekil 3c ve d). Bunun yanında riyolitik lav akmaları içinde akma sınırında oluşan kıvrımlanmalara dik eksenlerdeki litofiz benzeri mekanik boşluklar (Şekil 3e ve f) ve bunlarda ikincil mineral büyümeleri ayırt edilmektedir (Şekil 3g-h).



Şekil 2. İdrisyayla bölgesinin doğusunda sferulitik yapılardan dolayı kabarcıklı (knobby) yüzey sunan riyolit lav akmasına ait **a)** genel arazi görüntüsü. Küreler, riyolitlin silisleşme alterasyonu ile oluşmuştur. **b)** Beyazımsı nodüller sferulitik kürelerdir. **c)** Grimsi kahverenkli kısımlar volkanik cam fazca zengin riyolittir. **d)** Sferulitik kürelere ait daha yakın mostra görüntüsü.

Figure 2. **a)** General field view of the rhyolite lava flow including a knobby surface due to spherulitic structures in the east of the İdrisyayla region. Spherulites were formed by silicification of rhyolite. **b)** Whitish nodules are spherulitic structures. **c)** The grayish brown parts are volcanic glass-rich rhyolite. **d)** Closer field view of spherulitic structures.



Şekil 3. İdrisyayla riyoitlerinde gelişen çapları birkaç santimetreden **a)** 10-15 cm'e kadar değişen sferulitik yapılara ait el örnekleri. **b)** Sferulit morfolojisinde izlenen doku, genel akma bantlarına paraleldir (beyaz oklar). **c)** Beyaz çift yönlü oklar genel akma bantlarını göstermektedir. **d)** Küresel yapılarda renk ve boyutları ritmik şekilde değişen halkalar kırmızı oklarla gösterilmektedir. **e)** Akma yönüne dik olarak bükülmüş akma bantları ve **f)** bunların içinde gelişen litofizal boşluklar (sarı okla gösterilen alan). **g, h)** Litofiz benzeri gaz boşluklarında (sarı oklar) gelişen ikincil kuvars oluşumları. Tüm fotolarda kırmızı oklar küresel yapılara işaret etmektedir.

Figure 3. Hand specimens of spherulitic structures from a few centimeters **a)** 10-15 cm in diameter observed in the İdrisyayla rhyolites. **b)** The texture observed in the spherulite morphology is parallel to the general flow bands (white arrows). **c)** White bidirectional arrows indicate general flow bands. **d)** In the spherulitic structures, rings of rhythmically varying color and size are indicated by red arrows. **e)** Flow bands bent perpendicular to the flow direction and **f)** lithophysae spaces developed within them (area indicated by yellow arrow). **g, h)** Secondary quartz in lithophysae cavities (yellow arrows). In all photos, red arrows indicate spherical structures.

Petrografi

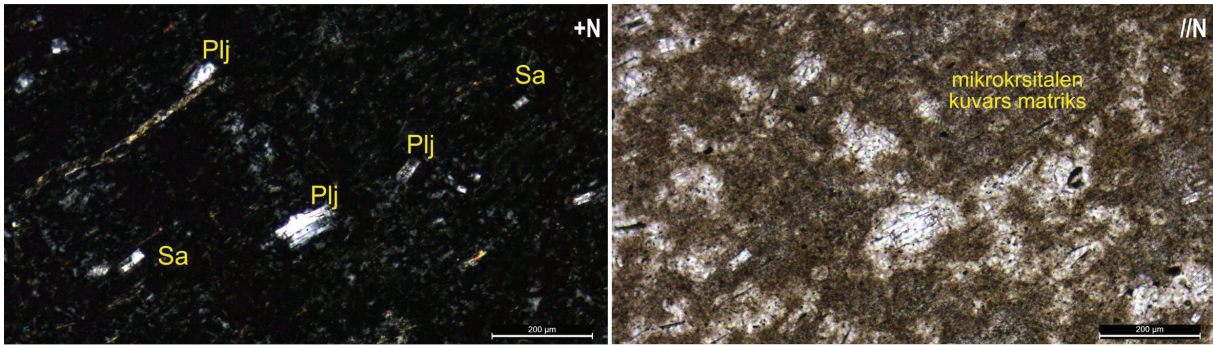
Sferulitik yapıların belirgin olarak gözleendiği 5 örnekten Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Atölyesinde petrografik kesitleri hazırlanmıştır. Sferulitlerin iç dokusal özelliklerinin ayrıntılı şekilde görülebilmesi için kesit yönleri bu yapıların ekstenal yönlerine paralel şekilde seçilmiştir. Genel olarak sferulitik yapıların dışında, hipokristalen hyalopilitik-holohyalin doku sunan riyolit ana kayası, volkanik cam içinde seyrek olarak öz şekilli plajiyoklas, sanidin ve kuvars mikrokristalleri ve yer yer killeşmiş volkanik camdan oluşmaktadır (Şekil 4).

İdrisyayla riyolitlerinde gözlenen sferulitik yapıların iç dokularında ilgi çekici şekilde korunmuş akma bantları ve bunlara dik yönde gelişen ikincil kristal büyümeleri (kuvars, K-feldispat ?) gözlenmektedir (Şekil 5a-d). Bunun yanında yarım küre şekilli yapılara daha yakından bakıldığında, akma bantlarının yanında yarım kürenin tabanında (lav alt-üst konumunu tanımlayabilen), bir merkezden itibaren farklı büyüklükte mineral büyümesinden kaynaklanan (olasılıkla kuvars?) zonlu yapı sundukları görülmektedir (Şekil 5e ve f). Şekil 5g ve 5h'de

lifsi kuvars büyümeleri ışımsal dalgalı sönmesi ile ayırt edilmektedir.

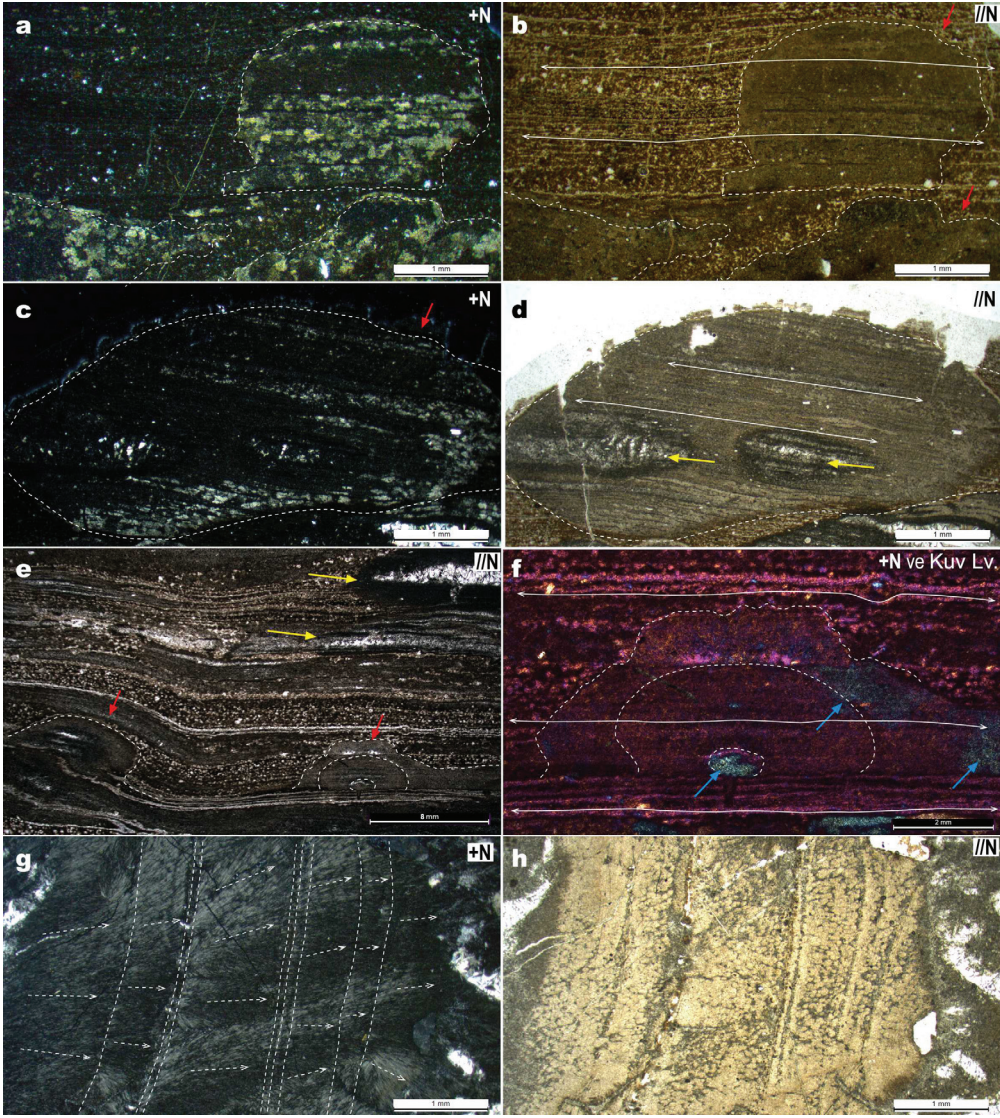
İncelenen örneklerde litofiz benzeri boşluklu doku oldukça dikkat çekicidir (Şekil 6 ve 7). Bu yapılar genelde lamel-tipi (Şekil 7a) ve yarım ay şekilli (Şekil 7c) litofiz gelişimine işaret etmektedir. Ayrıca, Şekil 6b ve 7e'de beyaz kare içine alınan alanlarda görüldüğü üzere, hilal şekilli boşluklar, konsantrik şekilde akma yönünde genişlemiştir. Bu boşlukların yönü, muhtemelen soğuma sürecinde volkanik kütlede yerel yönlü basınç alanları ile denetlenmiştir.

Akma bantları ile çevrelenmiş litofiz benzeri bu boşluklara daha yakından bakıldığında çubuk agatlara benzer kuvars bileşimli bantlar gözlenmektedir ve birincil olduğu düşünülen lifsi kuvars kristalleri ışımsal dalgalı sönme sunmaktadır (Şekil 8a-d). Bununla birlikte, iri kuvarlar içinde ikincil olarak gelişmiş öz şekilli kuvars kristalleri karakteristiktir (Şekil 8e ve f). Bunlar ilk aşamada boşluk duvarlarına dik büyümüştür, daha sonra sıvı faz aşamasında lifsi kuvars büyümesi tüm yüzeylerde ince bir film tabakası oluşturmuştur. Son aşamada ise, boşluk merkezine doğru lifsi kuvarlar büyüyerek tüm boşluğu doldurmuştur.



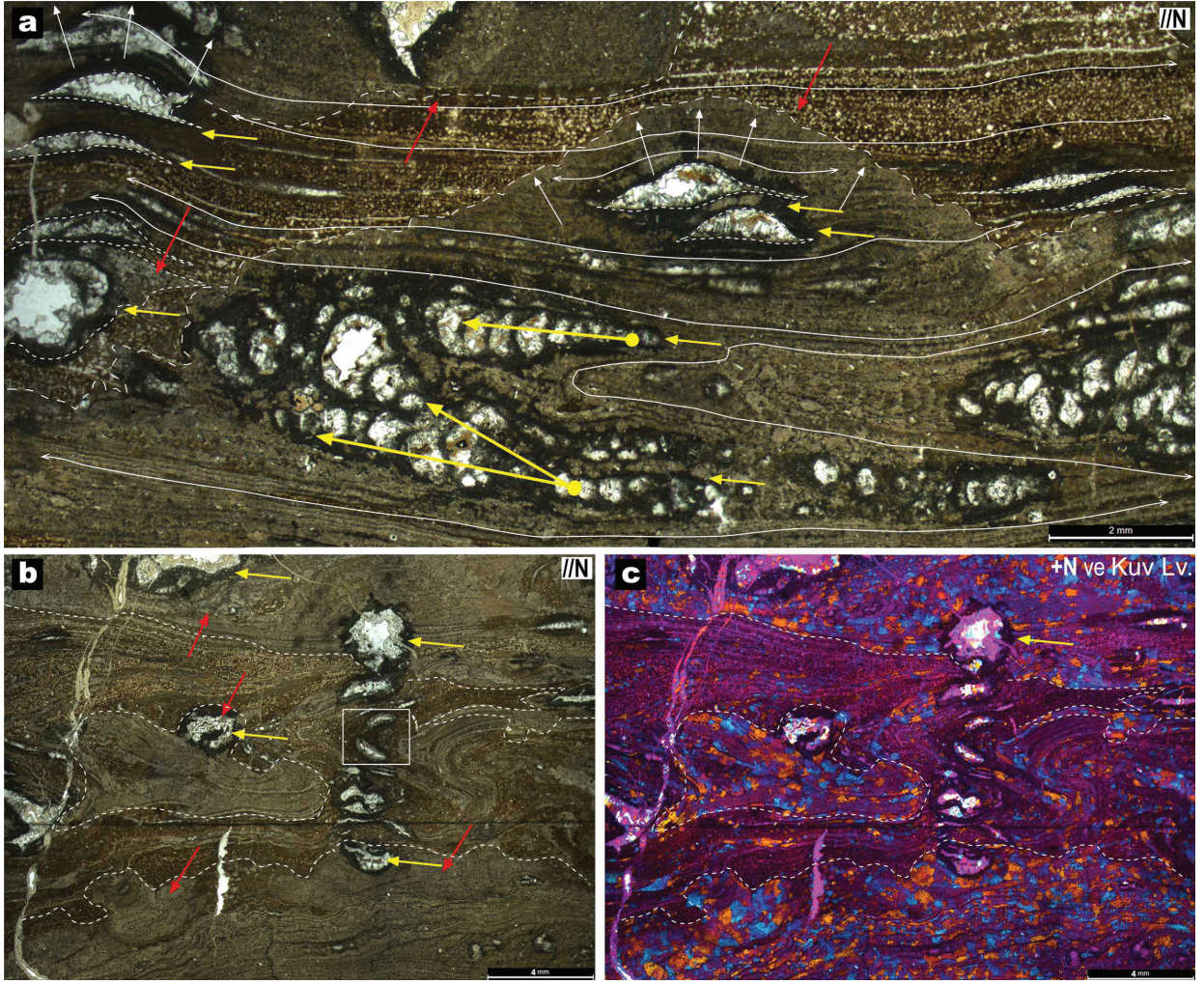
Şekil 4. İdrisyayla riyolitlerine ait genel polarizan mikroskop görüntüsü (Pl: plajiyoklas, Sa: sanidin).

Figure 4. General polarizing microscope view of the İdrisyayla rhyolites (Pl: plagioclase, Sa: sanidine).



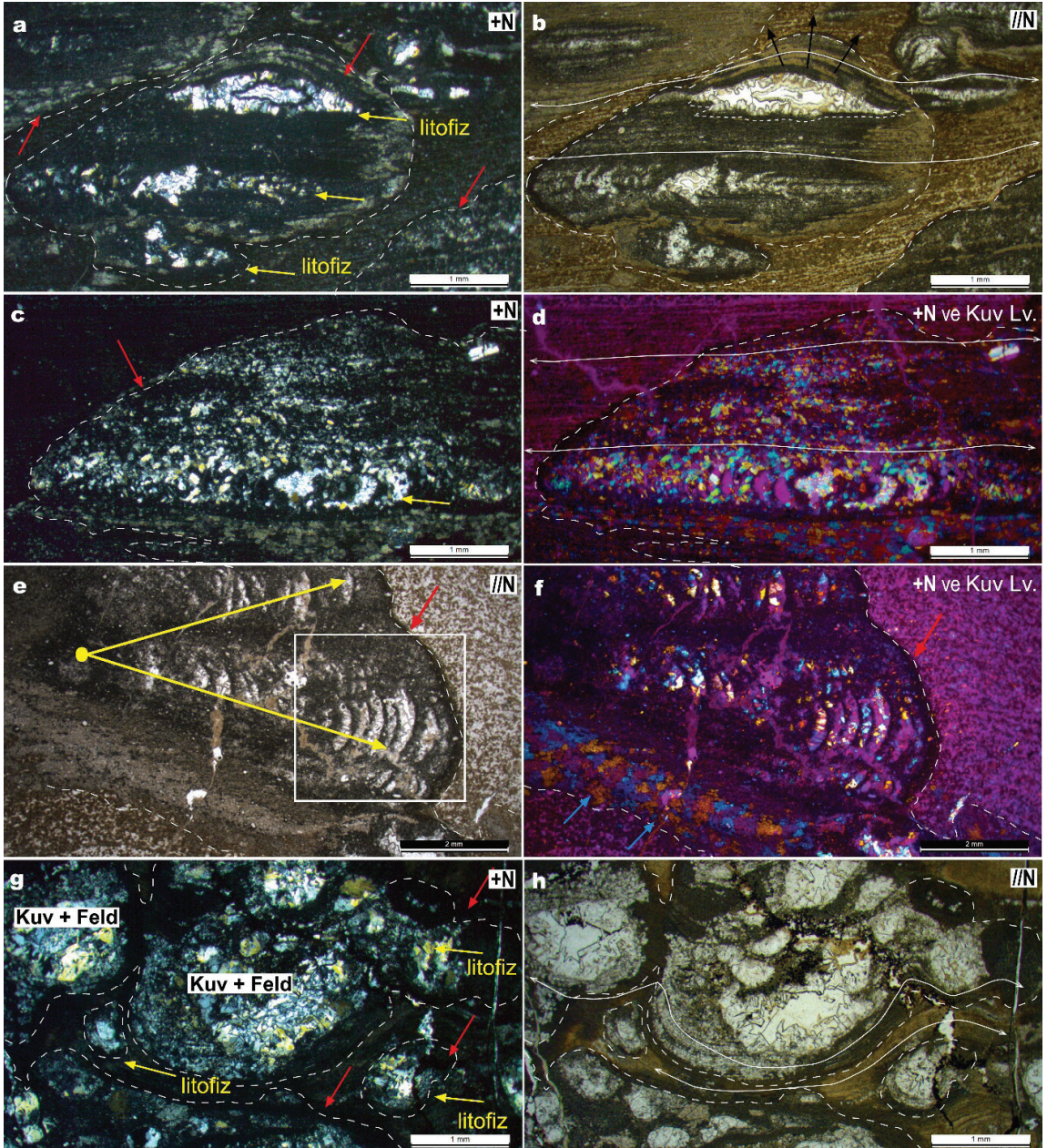
Şekil 5. İdrisyayla riolyitlerinde gözlenen sferulitik yapıların iç dokularına ait **a)** Haç nikol (+N) ve **b)** paralel nikol (//N) mikroskop görüntüleri (beyaz çift yönlü oklar akma yönünü, kırmızı oklar küresel yapıları işaret etmektedir). **c)** +N ve **d)** //N konumda, küresel yapı içinde korunmuş akma bantlarına dik yönde gelişen ikincil kristal büyümeleri. **e)** Akma bantlarının yanısıra yarım küre şekilli yapılar (kırmızı okla gösterilen yapılar) ve **f)** bu yarım küre şekilli yapı tabanında bir merkezden itibaren farklı büyüklükte mineral büyümesinden kaynaklanan (olasılıkla kuvars?) zonlu yapı (mavi oklarla gösterilen alanlar). **g)** +N ve **h)** //N konumda, ışınal dalgalı sönmesi ile ayırtedilen lifsi kuvars büyümelerine ait mikroskop görüntüleri.

Figure 5. a) Crossed (+N) and **b)** parallel nicol (//N) microscope views of the internal textures of the spherulitic structures from the İdrisyayla rhyolites (white bidirectional arrows and red arrows indicate flow direction and spherical structures, respectively). **c)** Crossed (+N) and **d)** parallel nicol (//N) microscope views of secondary crystal growths developed perpendicular to the flow bands preserved in the spherical structure. **e)** hemispherical structures (indicated by red arrows) as well as flow bands, and **f)** zoned structure resulting from mineral growth (probably quartz?) of different sizes from a center at the base of this hemispherical structure (areas indicated by blue arrows). **g)** Crossed (+N) and **h)** parallel nicol (//N) microscope views of fibrous quartz outgrowths distinguished by their radial wavy extinction.



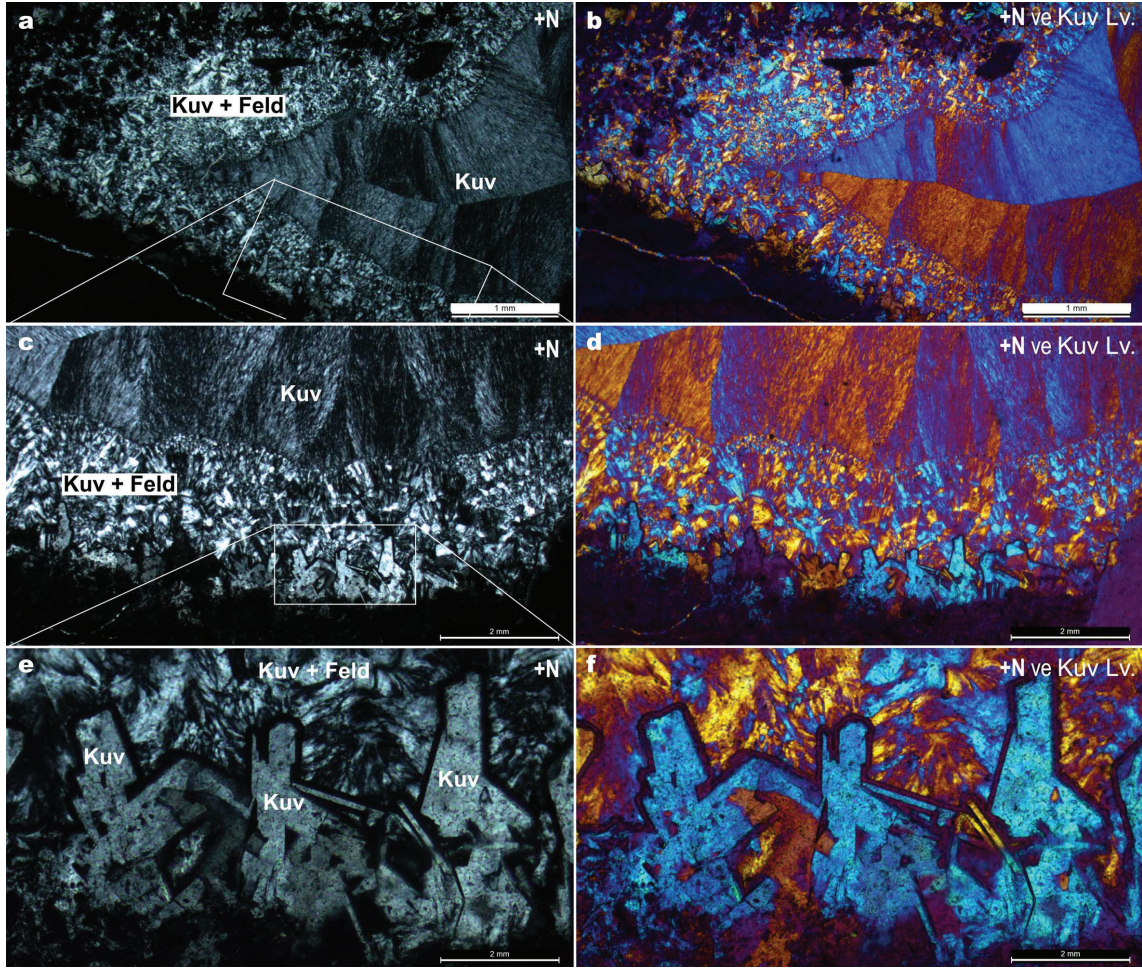
Şekil 6. a) Riyolitlerde gelişen, akma bantlarına koşut ya da bantların kıvrımlandığı lokal stres alanlarında oluşmuş litofiz benzeri yapıları (küçük sarı oklar) içeren //N mikroskop görüntüleri (kırmızı oklar küresel yapılara işaret etmektedir) (sarı kalın oklar akma bantlarının bükülmesine neden olan lokal stres yönlerini göstermektedir). **b)** //N ve **c)** +N ve kuvars levhası sürülmüş konumda, ardışık dizimli şekilde akma yönünde genişlemiş hilal şekilli litofizal boşluklara ait (beyaz kare) mikroskop görüntüleri.

Figure 6. a) //N microscope view of lithophysae structures (small yellow arrows) parallel to the flow bands or formed in local stress areas where the bands were folded (red arrows indicate spherical structures) (big yellow arrows indicate local stress directions caused bending of the flow bands). **b)** //N and **c)** +N (with quartz plate) microscope views of sickle-shaped lithophysae cavities (white square) enlarged concentrically in the flow direction, with the quartz plate in the plowed position.



Şekil 7. Riyolitlerde yer yer sferulitik yapı içinde gelişen yüksek sıcaklık kristalleşme alanlarında oluşmuş **a, b)** lamel-tipi ve **c, d)** yarım ay şekilli mikro-litofizal yapılara (sarı ok ile belirtilen alan) ait mikroskop görüntüleri. (b)'de siyah oklar akma bantlarının bükülmesine neden olan lokal stres yönlerini göstermektedir. (e) Beyaz kare içinde akma yönünde genişlemiş hilal şekilli boşluklar ve (f) bu boşluklarda ikincil kuvars, feldispat (?) gelişimi (kuvars levhası ile). **g)** +N ve **h)** //N konumunda, litofizal yapıdaki boşlukta gelişen ikincil kuvars-feldispat gelişimine ait mikroskop görüntüleri (Kuv: kuvars, Feld: feldispat).

Figure 7. Microscope views of **a, b)** lamellar-type and **c, d)** half-moon-shaped micro-lithophysae structures (areas indicated by the yellow arrow). In (b), black arrows indicate local stress directions caused bending of the flow bands. **e)** Sickle-shaped cavities enlarged in the flow direction and **f)** secondary quartz, feldspar (?) growths in these cavities. **g)** +N and **h)** //N microscope views of secondary quartz-feldspar growths in lithophysae cavities.



Şekil 8. Litofizal boşluklarda kuvars+feldispat bileşimli bantlara ait genel **a)** +N ve **b)** kuvars levhalı mikroskop görüntüsü. **c, d)** (a)'da diktörtgen alan içinin yakın görüntüsü. **e, f)** Litofizal boşluklarda çubuk agatlara benzer gelişmiş kuvars kristallerinin daha yakından görüntüsü. (Kuv: kuvars, Feld: feldispat).

Figure 8. a) +N and **b)** +N with quartz plate microscope views of secondary quartz-feldspar bands. **c, d)** Close-up microscope views of the rectangular area in (a). **e, f)** A close-up view of quartz crystal growths similar to the Çubuk agates in the lithophysae cavities. (Kuv: quartz, Feld: feldspar).

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Bu çalışma, İdrisyayla kuzeyinde yüzlek veren riyolitlerde gözlenen küresel yapılara ait saha gözlemleri ve petrografisine dayanmaktadır. Elde edilen gözlemler, sferulitik yapı gelişimi ve orbiküler kayaçlar için geliştirilen çeşitli mekanizmalarla birlikte değerlendirilerek karşılaştırılması yapılmıştır. Yaygın olarak orbiküller ile ilişkili özellikler, ksenolitler, tabakalı magmatik kayaçlar, mineral ayrışmaları,

fenokristaller ve kabuk ile çevrelenmiş bir çekirdekten oluşan proto-orbikülleri içermektedir. Magmatik kökenleri sorgulanmamasına karşın, orbiküler kayaçların oluşumu hakkında farklı görüşler ortaya atılmıştır. Tek başına hiçbir hipotez bu yapıların kökenlerine ilişkin genel bir açıklama sağlayamamaktadır. Küresel yapıların oluşumlarına ilişkin çok sayıda model önerilmiştir; (1) silikat-silikat sıvı karışmazlığı, (2) bir çekirdek etrafında içten dışa doğru ardışık dizili büyüme, (3) yüksek viskoziteli magmalarda

magmatik farklılaşma, (4) ilksel (parental) magma içinde kalıntı akışkanlarla yerel olarak dıştan içe kristalleşme, (5) ilerleyen (progresif) kimyasal değişimli akışkanların denetlediği difüzyon, (6) tanımlanamayan sedimenter yapılar, (7) magmatik akış farklılaşması ve (8) devitrifikasyon şeklindedir (Newton, 2020).

Bununla birlikte, orbiküler yapılar ve şekillerinin çeşitliliğini yansıtan çok sayıda oluşum mekanizması önerilmiştir. Örneğin, Barrière (1972), kabukların gelişiminin (büyümesinin) çekirdek etrafında dolaşan silise aşırı doymun magmanın hızlı kristalleşmesine karşılık geldiğini öne sürmüştür. Piboulevd. (1989), orbiküler yapının adiyabatik aşırı soğuma (adiabatic undercooling) ile denetlendiğini öne sürmektedir. Birbirini takip eden kabukların büyümesi aynı zamanda eriyik içindeki farklı bileşenlerin hızlı difüzyon denetimli kristalleşmesi ile ilişkili olabilmektedir (örn. Palmer vd., 1967), ya da Liesegang halkalarına benzer şekilde bir jelden (Leveson, 1966) veya farklılaşma süresince bir magmadan (Aguirre et al., 1976) ritmik aşırı doymunluk ve kristalizasyon yoluyla oluşturulmaktadır. Elliston (1984)'e göre, orbiküllerin geliştiği "magma", hidrosilikatlardan oluşan yoğun makro moleküler hamur ya da jel gibi difüzyon ve reolojik özelliklere sahip olmalıdır. Breitzkreuz (2013), diğer yaygın küresel yapıları tanımlayan "SFERÜLİT" ve "LİTOFİZ" oluşumlarını, volkanik aktivitelere sırasında silise zengin lavların ve ignimbiritlerin soğuma sürecinde, yüksek sıcaklıkta ortaya çıkan kristalleşme alanları olarak tanımlamaktadır. Buna göre sferülitler sıcak cam veya silikat eriyikleri içinde bir merkezden itibaren uzayan ışınal mineral büyümeleridir ve tipik olarak, kristobalit, tridimit ve sanidinden oluşan ışınal veya mikro kristalli bir doku sunarlar (örn. Burkhard, 2003). Breitzkreuz (2013)'e göre litofizler ise oluşumları süresince bir veya daha fazla boşluk geliştiren yüksek sıcaklık kristalleşme alanlarıdır. Litofizler, sferülitler ile aynı yolla oluşmakta, bunun yanında ek süreçleri de içermektedir (Breitzkreuz, 2013). Sferülit ve litofiz gibi yüksek sıcaklık kristalleşme alanları, ilksel volkanik

dokuları gizleyebilmektedir (Ross ve Smith 1961; McArthur vd., 1998). Aynı zamanda bu oluşumlar, içinde bulunduğu volkanik kayanın mekanik özelliklerini değiştirebilmektedir (Hudyma vd., 2004). Bu nedenle, bu tip dokular ve bunların oluşum koşulları, volkanik fasiyes analizi için önem taşımaktadır (McPhie vd., 1993). Aynı zamanda kristalleşme/devitrifikasyon, kimyasal bileşenlerin difüzyonu ile soğuyan felsik (SiO_2 'ce zengin asidik magmatikler) volkanik birimlerden gaz salınımı süreçleri ve bunların karşılıklı ilişkileri hakkında önemli ipuçları içermektedirler (Breitzkreuz, 2013).

İdrisyayla riyolitlerinde gözlenen küresel yapılar morfolojik olarak yukarıda belirtilen mekanizmalarla gelişen klasik orbiküler veya sferolitik yapılara benzerlik sunmakla birlikte, ince kesit incelemelerinde kürelerin genel dokusal ve mineralojik özellikleri, içerisinde geliştiği kayaca oldukça benzemesine karşın, bilinen bir çekirdekten itibaren ışınal yönelimli mineraller ile karakterize edilen dokusal özellikleri göstermemektedir (Şekil 5). Küresel dokuların, geç evrede etkin olduğu düşünülen bir sıvı faz ile etkileşime ait kanıtlar olduğu düşünülmektedir (örn., Newton 2020). Bununla birlikte, riyolitlerde gözlenen boşluklu yapılar aynı zamanda, yerleşme ve soğuma sırasında bir sıvı faz çözünmesinin işareti olarak da yorumlanmaktadır. Farklı bileşimlere sahip eriyiklerde, özellikle alkali sistemlerde (Lofgren, 1971; Spilliaert vd., 2006; Breitzkreuz, 2013), sıvı fazların çözünmesi ile gelişen devitrifikasyon ve kristalleşme süreçlerini tartışan çok sayıda çalışma bulunmaktadır (örn., Gimeno, 2003; Applegarth vd., 2013; Breitzkreuz, 2013; Fisk ve McLoughlin, 2013; Horwell vd., 2013). Bunun yanında, devitrifikasyon süreçleri ile sıvı etkisiyle gelişen ve yüksek sıcaklık kristalleşme alanları olarak tanımlanan küresel dokuların, alkali sıvı fazların çözünmesi ile geliştiği (Ballhaus vd., 2015) ve bunun sonucunda da küresel devitrifikasyon yapılarının oluştuğu belirtilmektedir (Sandsta vd., 2011).

İdrisyayla riyolitlerine ait sferulitik yapılarda, bilinen klasik bir çekirdekten itibaren ışınal mineral dizilimi sunan ardışık dizimli kabukların aksine, ilksel akma bantlarının bu kürelerin içinden bozulmadan korunmuş olması, oluşum süreçleri ile ilgili açıklamayı zorlaştırmakla birlikte, bu yapıların, riyolitik dom yerleşimi ve sınırlı lav akması ile eş zamanlı ve/veya hemen sonrasında yerel olarak devitrifikasyona uğraması sonucu oluştuğu belirtilebilir. Devitrifikasyon süreci, yerleşim sırasında veya hemen sonrasında gerçekleşmiş olmalıdır, çünkü devitrifikasyona uğrayan bölgelerin, küresel yapılar içinde akma dokularının korunması için, plastik davranış sunması gerekmektedir.

İncelenen litofiz benzeri boşluklu dokular oldukça dikkat çekicidir ki bu dokuları oluşturan boşluk gelişiminin ana nedeni, gazların çözünmesi olarak dikkate alınmaktadır (Breitkreuz, 2013). Litofiz yapılar makro ve/veya mikro ölçekte orak-, küre-, zikzak- veya düzensiz-şekilli boşluklar şeklinde gözlenmektedir (Breitkreuz, 2013). En yaygın litofiz türü, bir veya daha fazla yıldız, yarım ay şeklinde oyuklar ve lamel-tipi boşluklar şeklinde karakterize edilmektedir (örn. Sauer, 1893; Gottfried, 1933; Breitkreuz, 2013). Bunun yanında litofizal boşluklar, her zaman kristalleşen alan ile onu çevreleyen sünümlü lav/piroklastik akma birikintisi arasındaki ara yüzde oluşur (örn. McArthur vd., 1998). Çalışma alanından alınan örneklerde gözlenen birden fazla boşluk içeren karmaşık litofiz benzeri yapılar, kristalleşmenin tekrarlayan fazlarını ve ardından boşluk oluşumunu ifade etmektedir (Şekil 6a, 7a ve 7c).

Elde edilen verilerin ışığında bu çalışma, genelde silisçe zengin lav ve ignimbiritlerin soğuyarak kayaklaşması sırasında gelişen ve yüksek sıcaklık kristalleşme alanları olarak tanımlanan sferulitik ve litofizal yapıların, Anadolu'da yüzlek veren özellikle alkali volkanik sahalarda da araştırılması ve iç oluşum mekanizmalarının tanımlanması açısından, giriş niteliğinde önem arz etmektedir.

EXTENDED SUMMARY

Specific spherical structures called orbicule, spherulite and lithophysae occur rarely. These structures that develop in the marginal zones of plutonic and volcanic rocks in many magmatic complexes were described by many researchers (Figure 1) (e.g., Sederholm, 1928; Goodspeed, 1942; Barrière et al., 1971; Barrière, 1972; Moore and Lockwood, 1973; Couturié, 1973; Elliston, 1984; Chauris et al., 1989; Piboule et al., 1989; Péloquin et al., 1996; Lindh and Näsström 2006; Ballhaus et al., 2015; Breitkreuz, 2013; Newton, 2020). Several mechanisms for the formation of spherical structures and orbicular rocks were proposed; (1) silicate- fluid immiscibility, (2) concentric inside-out growth around a core, (3) magmatic differentiation in high-viscosity magmas, (4) outside-in crystallization from localized residual fluids within parental magma, (5) diffusion driven by advancing fluids, (6) misidentified sedimentary structures, (7) magmatic flow differentiation, and (8) devitrification (Newton, 2020).

This study reveals the detailed mineralogical and petrographic features of the spherulitic structures which were first described in the marginal zone of a sub-alkaline rhyolitic lava dome outcropping within the Miocene volcanic series in the west of the İdrisyayla region (Kırka-Eskişehir), approximately 7 km north of Göcenoluk. The hypocrySTALLINE hyalopilitic-holohyaline textured rhyolite has a completely flowing structure and is composed of volcanic glass, containing rare euhedral plagioclase and quartz microcrystals. The spherulitic structures range in diameter from 2 to 15 cm (Figures 2 and 3) and have the same petrographic sequence of mineral layers with similar composition and textures to flow bands in the marginal phase of the rhyolite. The spherulites, which are almost round in shape, appear as concentric rings within the lava flow bands and consist of radial growths of K-feldspar-quartz in volcanic glass. During their formation, they developed lithophysae cavities

and secondary minerals (quartz etc.) in solid, liquid and gas phases similar to agate formations in these cavities (Figures 3, 5 and 6).



This study suggests that the spherulitic structures in the İdrisyayla rhyolites (Kırka-Eskişehir) formed by the devitrification mechanism with high temperature and rapid cooling. The petro-mineralogical features of the spherulitic-textured rhyolites indicate that during the early magmatic stage the oversaturated liquid crystallized in silica-rich fluid phases with relatively different densities, and radial quartz-feldspar crystal growths from a center caused the formation of the spherulitic structure. It is also suggested that the complex lithophysae structures, including multiple cavities, indicate repetitive phases of crystallization and subsequent cavity formation. These structures were formed by crystal growths representing the solid phase in the axial cavities due to the local folding of the flow bands and the later radial mineral growths representing the liquid phase, and also changed the laminated texture in the marginal phase of the rhyolite.

The data presented here have introductory importance in terms of investigating the spherulitic and lithophysal structures, which are generally defined as high temperature crystallization domains during the cooling of silica-rich lava and welded ignimbrites, in alkaline volcanic fields outcropping in Anatolia and defining their internal formation mechanisms.

KATKI BELİRLEME

Bu çalışma, Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeler Birimi tarafından desteklenmiştir (Proje No: 2015.KB.FEN.011). Makaleye yapıcı eleştiri ve önerileriyle katkı sağlayan her üç hakeme içtenlikle teşekkür ederiz.

ORCID

Yeşim Yücel Öztürk  <https://orcid.org/0000-0002-0744-307X>
Cüneyt Akal  <https://orcid.org/0000-0001-9084-7181>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Aguirre, L., Hervé, F. & Del Campo, M. (1976). An orbicular tonalite from caldera, Chile. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University*, 17(2), 231-259.
- Alexander, D.H. (1974). *Petrography and origin of an orbicular lamprophyre dike, Fremont County, Colorado* [Unpublished PhD Thesis]. University of Michigan.
- Applegarth, L. J., Tuffen, H., James, M. R. & Pinkerton, H. (2013). Degassing-driven crystallisation in basalts. *Earth-Science Reviews*, 116, 1-16.
- Ballhaus, C., Raúl O.C. Fonseca, R.O.C., Münker, C., Kirchenbaur, M. & Zirner, A. (2015). Spheroidal textures in igneous rocks - textural consequences of H₂O saturation in basaltic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 167, 241-252. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.07.029>
- Barriere, M. (1972). Orbicular gabbro of les Alharisses (Neouvielle granodirite, French Pyrenees). *Bulletin de la Societe Francaise Mineralogie et de Cristallographie*, 95(4), 495-506.
- Breitkreuz, C. (2013). Spherulites and lithophysae -200 years of investigation on high-temperature crystallization domains in silica-rich volcanic rocks. *Bull Volcanology*, 75:705, 1-16. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0705-6>
- Burkhard, D. J. M. (2003). Thermal interaction between lava lobes. *Bull Volcanology*, 65, 136-143
- Carl, J. D. & Amsutz, G. C. (1958). Three-dimensional Liesegang rings by diffusion in a colloidal matrix, and their significance for the interpretation of geological phenomena. *GSA Bulletin* 69 (11), 1467-1468. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1958\)69\[1467:TLRBDI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1958)69[1467:TLRBDI]2.0.CO;2)
- Chauris, L., Hallegouet, B. & Riva, N. (1989). 1st data on an orbicular facies in the Ploumanach red granite (Armorican Massif). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie Ii*, 309(1), 59-62.
- Couturié, J. P. (1973). Un nouveau gisement de granite orbiculaire dans le Massif Central français: le granite du Signal de Randon (Lozere). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42(4), 305-312.
- Elliston, J. N. (1984). Orbicules: an indication of the crystallisation of hydrosilicates, I. *Earth-Science Reviews* 20, 265-344.
- Enz, R. D., Kudo, A. M. & Brookins, D. G. (1979). Igneous origin of the orbicular rocks of the Sandia Mountains, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 138-140, 348-380.

- Enz, R. D., Kudo, A. M. & Brookins, D. G. (1980). Igneous origin of the orbicular rocks of the Sandia Mountains, New Mexico: Discussion and reply: Reply. *Geological Society of America Bulletin*, 91(4), 246-247.
- Erkül, F., Helvacı, C. & Sözbilir, H. (2005). Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadic , boratebasin and tectonic implications for western Turkey. *Geological Journal*, 40, 545–570.
- Ersoy, E. Y., Helvacı, C. & Palmer, M.R. (2011). Stratigraphic, structural and geochemical features of the NE–SW trending Neogene volcanosedimentary basins in western Anatolia: implications for associations of supradetachment and transtensional strike-slip basin formation in extensional tectonic setting. *Journal of Asian Earth Science*, 41, 159–183.
- Fisk, M. & McLoughlin, N. (2013). Atlas of alteration textures in volcanic glass from the ocean basins. *Geosphere*, 9(2), 317-341.
- Gimeno, D. (2003). Devitrification of natural rhyolitic obsidian glasses: petrographic and microstructural study (SEM+ EDS) of recent (Lipari island) and ancient (Sarrabus, SE Sardinia) samples. *Journal of non-crystalline solids*, 323(1-3), 84-90.
- Goodspeed, C. E. (1942). Orbicular rock from Buffalo Hump, Idaho. *American Mineralogist*, 27, 37-41.
- Gottfried, C. (1933) Über Lithophysen aus dem Porphyry von Baden-Baden. *Geologische Rundschau*, 23, 1–6
- Helvacı, C. (1995). Stratigraphy, mineralogy, and genesis of the Bigadiç borate deposits, western Turkey. *Economic Geology*, 90, 1237–1260.
- Helvacı, C., & Yağmurlu, F. (1995). Geological setting and economic potential of the lignite and evaporite-bearing Neogene basins of western Anatolia, Turkey. *Israel Journal of Earth Sciences*, 44(2), 91-105.
- Helvacı, C., & Orti, F. (1998). Sedimentology and diagenesis of Miocene colemanite-ulexite deposits (western Anatolia, Turkey). *Journal of Sedimentary Research*, 68, 1021–1033.
- Helvacı, C. & Alonso, R.N. (2000). Borate deposits of Turkey and Argentina: A summary and geological comparison. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 9, 1–27.
- Helvacı, C. & Orti, F. (2004). Zoning in the Kırka borate deposit, western Turkey: Primary evaporitic fractionation or diagenetic modifications?. *The Canadian Mineralogist*, 42, 1179–1204.
- Helvacı, C., Yücel-Öztürk, Y., Seghedi, I. & Palmer, M. (2020). Post-volcanic activities in the Early Miocene Kırka-Phrigan caldera, western Anatolia – caldera basin filling and borate mineralization processes. *International Geology Review*, 62, 1719-1736. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1793422>.
- Holgate, N. (1954). The Role of Liquid Immiscibility in Igneous Petrogenesis. *The Journal of Geology* 62 (5), 439-480. <https://doi.org/10.1086/626191>
- Horwell, C. J., Williamson, B. J., Llewellyn, E. W., Damby, D. E. & Le Blond, J. S. (2013). The nature and formation of cristobalite at the Soufrière Hills volcano, Montserrat: implications for the petrology and stability of silicic lava domes. *Bulletin of Volcanology*, 75(3), 696.
- Hudyma, N. B., Burçin, A. & Karakouzian, M. (2004). Compressive strength and failure modes of lithophysae-rich Topopah Spring Tuff specimens and analog models containing cavities. *Engineering Geology*, 73, 179–190. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.01.003>
- Iddings, J. P. (1909). *Igneous rocks: Composition, texture and classification, description and occurrence*. University of Michigan Library, 744p.
- Johnson, S. J., Bertollett, E., Gualda, G., Davidson, J. & Hampton, S.J. (2018). Investigating the origin of an orbicular granite: Karamea, New Zealand. *GSA Annual Meeting*; 4 Nov. 2018; Indianapolis, Indiana, U. S. A.
- Leveson, D. J. (1966). Orbicular rocks: a review. *Geological Society of America Bulletin*, 77, 409-426.
- Lindh, A. & Näsström, H. (2006). Crystallization of orbicular rocks exemplified by the Slättemossa occurrence, southeastern Sweden. *Geological Magazine*, 143(5), 713–722. <https://doi.org/10.1017/S001675680600210X>
- Lofgren, G. (1971). Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, 76(23) 5635–5648. <https://doi.org/10.1029/JB076i023p05635>
- McArthur, A. N., Cas, R. A. F. & Orton, G. J. (1998). Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). *Bulletin of Volcanology*, 60, 260–285. <https://doi.org/10.1007/s004450050232>
- McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R. (1993). *Volcanic textures—a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Univ Tasman CODES 196 pp.
- Moore, J. G. & Lockwood, J. P. (1973). Origin of comb layering and orbicular structure, Sierra Nevada

- Batholith, California: Reply. *Geological Society of America Bulletin*, 84(12), 4007-4010.
- Newton, T. S. (2020). *A Compositional and Textural Investigation of the Goldie Lamprophyre, Fremont County, Colorado*. [Unpublished MSc Thesis]. The Graduate Faculty of Texas Tech University, 258p.
- Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Metzger, R., & Akyüz, S. (1996). Pale- and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey. In: Y. An, M. Harrison, (Eds.), *Geological and Geochronological Constraints, Tectonics of Asia*. Cambridge University Press, 420-441.
- Okay, A. I., & Satır, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137(5), 495-516. <https://doi.org/10.1017/S0016756800004532>
- Özcan, A., Göncüoğlu, M., Turan, N., Uysal, S., Şentürk, K., Işık, V. (1988). Late Paleozoic Evolution of the Kütahya-Bolkardağ Belt. *METU Journal of Pure and Applied Sciences*, 21(1-3), 211-220.
- Palmer, M. R. & Helvacı, C. (1997). The boron isotope geochemistry of the Neogene borate deposits of western Turkey. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 61, 3161-3169.
- Péloquin, A. S., Verpaest, P. & Ludden, J. N. (1996). Spherulitic rhyolites of the Archean Blake River Group, Canada: Implications for stratigraphic correlation and volcanogenic massive sulfide exploration. *Economic Geology*, 91, 343-354.
- Piboule, M., Soden, L., Amosse, J. & Briand, B. (1989). Role of diabatic undercooling in the genesis of orbicular gabbros from Corsica. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II*, 309(7), 713-718.
- Pourteau, A., Oberhänsli, R., Candan, O., Barrier, E., & Vrielynck, B. (2016). Neotethyan closure history of western Anatolia: a geodynamic discussion. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 105, 203-224. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1226-7>
- Prakash, H. S. M. (1996). Orbicular structures from Lingsugur Area, Raichur District, Karnataka. *Journal of Geological Society of India*, 47(5), 525-534.
- Ross, C. S. & Smith, R. L. (1961). *Ash-flow tuffs: Their origin, geological relation and identification*. USGS Prof Pap 366, 81pp (reprint in New Mex Geol Soc Spec Publ 9, 1980).
- Sandstå, N. R., Robins, B., Furnes, H. & De Wit, M. (2011). The origin of large varioles in flow-banded pillow lava from the Hoogenoeg Complex, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(2), 365-377.
- Sauer, A. (1893). Porphyry studien. *Mitt Großherz Bad Geol Landesanst*, 2, 793-836.
- Salotti, C. & Fouts, J. (1964). Orbicule formation through intrusive brecciation and compositional reorganization. *The Mountain Geologist*, 203-212.
- Sederholm, J. J. (1928). On orbicular granites. *Comm. Geol. Finlande*, 83, 1-105.
- Seghedi, I. & Helvacı, C., (2016). Early Miocene Kırka-Phrigian Caldera, western Turkey (Eskişehir province), preliminary volcanology, age and geochemistry data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327, 503-519.
- Shrivastava, S. K., Nambiar, K. V. & Gaur, V. P. (2004). Orbicular structures in Bundelkhand Granitoid Complex near Pichhore, Shivpuri district, Madhya Pradesh *Journal of Geological Society of India*, 64, 677-684.
- Spilliaert, N., Allard, P., Métrich, N. & Sobolev, A. V. (2006). Melt inclusion record of the conditions of ascent, degassing, and extrusion of volatile-rich alkali basalt during the powerful 2002 flank eruption of Mount Etna (Italy). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B4). <https://doi.org/10.1029/2005JB003934>
- Srinivasan, K. N. & Kumar, D. R. (1995). Orbicular structures from a diorite body within the Granitoid Complex of Nellore Schist Belt. *Journal of Geological Society of India*, 45(3), 277-283.
- Şengör, A.M.C., & Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Thompson, T. B. & Giles, D. L. (1974). Orbicular rocks of the Sandia Mountains, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 85(6), 911-916.
- Thompson, T. B. & Giles, D. L. (1980). Igneous origin of the orbicular rocks of the Sandia Mountains, New Mexico: Discussion and reply: Discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 91(4), 245-246.
- Vernon, R. H. (1985). Possible role of superheated magma in the formation of orbicular granitoids. *Geology*, 13, 843-845. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<843:PROSMI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<843:PROSMI>2.0.CO;2)



İznic Metamorfizmaları'nın Çok Düşük Dereceli Metamorfizma Özelliklerinin İncelenmesi
(Armutlu Yarımadası, KB Türkiye)
Investigations of Very Low Grade Metamorphism Properties of the İznic Metamorphics
(Armutlu Peninsula, NW Turkey)

Sema Tetiker 

Batman Üniversitesi, Madencilik ve Maden Çıkarma Teknolojisi Bölümü

• Geliş/Received: 30.05.2022 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 10.08.2022 • Kabul/Accepted: 12.08.2022
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 13.12.2022 • Baskı/Printed: 31.01.2023

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: İnceleme alanı Armutlu Yarımadası'nda Armutlu-Ovacık zonu içerisinde yüzeyleyen Karakaya Karmaşığı'nı (Alt Karakaya-AKK) temsil eden düşük dereceli metamorfik kökenli birimleri kapsamaktadır. Bu kapsamda İznic ve Yenişehir (Bursa) yörelerinde arazi çalışmalarıyla örnekler alınmış olup, örneklerde petrografik (optik mikroskop, SEM) ve mineralojik (XRD) incelemeler yapılmıştır. AKK birimlerinden İznic Metamorfizmaları yeşil sist fasiyesi (metakumtaşı, sleyt, şist, kuvarsit, metagabro, metavolkanit, dolomitik mermer) kayalarla temsil edilmektedir. AKK birimlerinde bolluk sırasına göre kuvars, fillosilikat (illit, klorit, C-V, kaolinit, I-V, smektit, stilpnomelan, paragonit, serpentin), feldispat, kalsit, piroksen (ojit), dolomit, amfibol (hornblend, tremolit/aktinolit, antofillit) ve opak (hematit, götit) mineralleri tanımlanmıştır. AKK Birimi'ne ait şamozitik bileşimli trioktahedral kloritler IIB; illitler ise 2M1 ve 2M+1M politipine sahiptir. Kübler İndeksi (KI; $\Delta^{\circ}2\theta$) değerleri 0,19-0,41 $\Delta^{\circ}2\theta$ (ortalama 0,25 $\Delta^{\circ}2\theta$) olup, epimetamorfik ve yüksek ankimetamorfik dereceyi işaret etmektedir. AI ($\Delta^{\circ}2\theta$) değerleri 0,26-0,32 $\Delta^{\circ}2\theta$ (ortalama 0,29 $\Delta^{\circ}2\theta$) olup illit Kübler indeksi verileriyle uyumludur. Fenjitik bileşimli dioktahedral illitlerde b0 değerleri (Å) 8,952-9,030 Å (ortalama 8,995 Å) olup düşük-orta basınç fasiyes serisi bölgesinde yer almaktadır. AKK temsil eden İznic Metamorfizmaları'nın litolojik, mineralojik ve kristal kimyasal parametre verileri (kristalinite, politipi ve b0) kuzeybatı ve iç-kuzeydoğu Anadolu'da yer alan (Nilüfer Birimi ve Turhal Metamorfizmaları) eşdeğer birimler ile denştirildiğinde, birimin Alt Karakaya'nın üst bölümüne (AKK-ÜB) karşılık gelen yeşilist fasiyesine sahip metamorfizm koşullarına işaret etmektedir. Petrografik ve mineralojik veriler (parajenez, KI, AI, b0, indeks mineral birliktelikleri) İznic Metamorfizmaları'nın Permiyen-Erken Kretase döneminde Alt yeşil şist (yüksek ankizon-epizon) fasiyesinde metamorfizm geçirdiğini ortaya koymaktadır.

Anahtar Kelimeler: Alpin metamorfizması, b0, İllit kristalinite, Karakaya Karmaşığı, Paragonit.

Abstract: The study area included low-grade metamorphic units representing the Karakaya Complex (Lower Karakaya-LKC) outcropping in the Armutlu-Ovacık zone in the Armutlu Peninsula. In this study, samples were collected during field work in the İznic and Yenişehir (Bursa) regions, and petrographic (optical microscope, SEM) and mineralogical (XRD) examinations were performed. Among the LKC units, the İznic Metamorphics are represented by greenstone facies rocks (metasandstone, slate, schist, quartzite, metagabbro, metavolcanic, dolomitic marble). Quartz, phyllosilicate (illite, chlorite, C-V, kaolinite, I-V, smectite, stilpnomelane, paragonite, antigorite), feldspar, calcite, pyroxene (augite), dolomite, amphibole (hornblende, tremolite/actinolite, anthophyllite) and opaque minerals (hematite and goethite) were identified in descending order of abundance among the LKC unit. The trioctahedral chlorites with chamosite composition had the IIB polytype, whereas the illites had 2M1 and 2M+1M polytypes. The Kübler Index (KI; $\Delta^{\circ}2\theta$) values were in the range of 0.19-0.41 $\Delta^{\circ}2\theta$ (mean: 0.25 $\Delta^{\circ}2\theta$),

which indicates epi-metamorphic and very low metamorphic grade. The AI ($\Delta^2\theta$) values were in the range of 0.26-0.32 $\Delta^2\theta$ (mean: 0.29 $\Delta^2\theta$), which is compatible with the Kübler Index data from illites. Dioctahedral illites with phengite compositions had b_0 values (Å) in the range of 8.952-9.030 Å (mean: 8.995 Å), and they were in the low- to moderate-pressure facies sequence. Comparing the lithological, mineralogical and crystal chemistry parameter data (crystallinity, polytype and b_0) of the Iznik metamorphics representing LKC to those of equivalent units found in central-northeastern Anatolia (Nilüfer Unit and Turhal Metamorphics), the unit showed diagenesis-metamorphism conditions with greenstone facies corresponding to the upper part of the Lower Karakaya (LKC-UP). Petrographic and mineralogical data (paragenesis, KI, AI, b_0 , index mineral associations) revealed that the Iznik Metamorphics were affected by lower greenschist (high anchizone-epizone) metamorphism during the Permian-Early Cretaceous period.

Keywords: Alpine metamorphism, b_0 , Illite crystallinity, Karakaya Complex, paragonite,

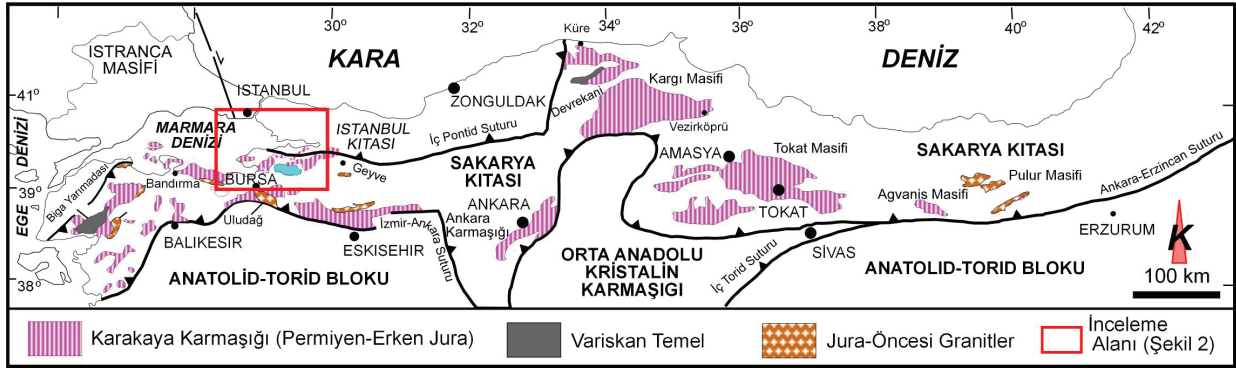
GİRİŞ

Fillosilikatların diyajenetik ve düşük sıcaklıklı metamorfik koşullarda ilerleyen dönüşümleri, çoğunlukla yarı kararlı denge dışı mineral toplulukları üretmektedir. Reaksiyon ilerlemesi olarak adlandırılan bu dönüşümler, son 50 yılda yoğun bir şekilde incelenmiştir (Merriman ve Peacor, 1999; Merriman ve Frey, 1999; Árkai, 2002; Menuier ve Velde, 2004; Merriman, 2005). Pelitik kayalarda diyajenez ve çok düşük dereceli metamorfizma özelliklerinin incelenmesinde sık olarak kullanılan Kübler (KI), Arkai (AI) indeks ve b_0 gibi kristal kimyasal parametre değerleri ile epizon-ankizon sınırları ve basınç-sıcaklık-derinlik ilişkisi belirlenerek kayaların paleotektonik evrimlerinin aydınlatıldığı bilinmektedir (Kübler, 1984; Árkai, 1991; Warr ve Ferreira Mählmann, 2015). Sakarya zonunda son yıllarda gerçekleştirilen bu tür çalışmalar önemli tektonik birliklerin paleotektonik evriminin yorumlanmasında yeni bilimsel katkılar sağlamıştır (Tetiker vd., 2009a, 2009b; Federici vd., 2010; Tetiker vd., 2015a, 2015b; Ellero vd., 2021)

Bu çalışmada İstanbul Zonu ile Sakarya Zonu arasında yer alan Armutlu-Ovacık zonu (Yiğitbaş vd., 1999; Elmas ve Yiğitbaş, 2001) içerisinde yüzeyleyen Permo-Triyas yaşlı Alt Karakaya Karmaşığı (Okay ve Göncüoğlu, 2004) birimlerini temsil eden düşük dereceli

metamorfik kayalar incelenmiştir. Göncüoğlu vd.'nin (1997) jeotektonik sınıflamasına göre; İntra-Pontid Kenedi ve İzmir-Ankara-Erzincan Kenedi (Şengör ve Yılmaz, 1981) arasında kalan ve Ankara'nın doğusunda sonlandırılan Sakarya Kıtası (Brinkmann, 1966, 1971; Şengör ve Yılmaz, 1981), Sakarya Zonu (Okay, 1984, 1989a, 1989b) veya Sakarya Kompozit Birliği (Göncüoğlu vd., 1997) olarak da adlandırılan alanlar içerisinde Jura-öncesi Paleotetis ile ilişkili Alt Triyas yaşlı düşük dereceli metamorfik spilit ve grovak türü kayalar Bingöl vd. (1975) tarafından ilk kez "Karakaya Formasyonu" olarak tanımlanmıştır. Tekeli'nin (1981) tektonostratigrafik tanımlamaları esas alınarak; bu deforme ve yerel olarak metamorfizma geçirmiş Permo-Triyas yaşlı orojenik birimler, Şengör vd. (1984) tarafından "Karakaya Karmaşığı" olarak adlandırılmıştır (Şekil 1).

Çalışmada Armutlu Yarımadası'nda Alt Karakaya Karmaşığı'nı temsil eden İznik Metamorfikleri'nin (Göncüoğlu vd., 1986) ince-kaba taneli (meta-)klastik kayalardan itibaren diyajenetik-metamorfik özelliklerini konu alan mineralojik (fillosilikat parajenezi, kristalinite derecesi, politipi, b_0 hücre mesafesi vb.) araştırmalar ile Karakaya Karmaşığı'nın ilgili birimine kil/fillosilikat bileşimi ile bir yaklaşımda bulunulacaktır.



Şekil 1. Sakarya Kompozit Birliği içerisinde Karakaya Karmaşığı ve tektonik birliklerin dağılımını gösteren tektonik harita (Okay ve Göncüoğlu, 2004).

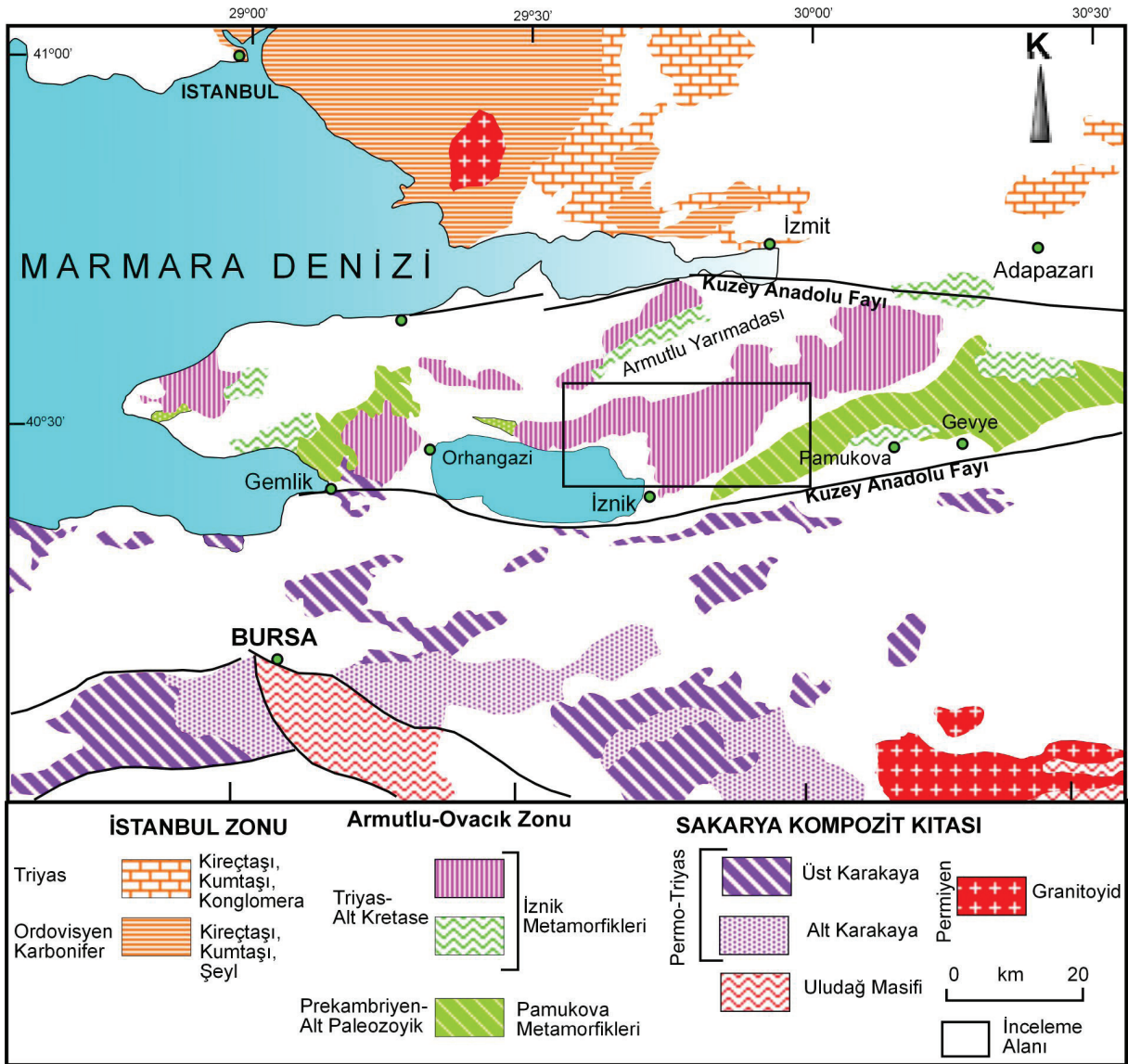
Figure 1. Tectonic map showing the distribution of the Karakaya Complex and tectonic units within the Sakarya Composite Terrain (Okay and Göncüoğlu, 2004).

BÖLGESEL JEOLJİ

Armutlu Yarımadası, Marmara Denizi içine girmekte ve iç bölgede doğuya doğru toplam alanı K-G yönünde 25 km ve D-B yönünde 80 km'yi bulmaktadır (Şekil 2). Bu yarımada kuzeyde Kuzey Anadolu Zonu'nun güney bölümleri ile sınırlanmıştır (Şengör, 1979; Şengör vd., 1985). Kuzeybatı (KB) Anadolu'da yer alan Armutlu Yarımadası Lavrasya kıtasının güney kenarını temsil etmekte olup, İstanbul Zonu'nun güneyinde yer alan tektonik birimlerden biri olan Armutlu-Ovacık Zonu içerisinde kalmaktadır. Armutlu Ovacık Zonu kuzeyde İstanbul Zonu ve güneyde Sakarya zonu arasında bu iki tektonik birliğin karışma zonu olarak tanımlanmıştır (Yiğitbaş vd., 1999; Elmas ve Yiğitbaş, 2001). Ancak daha önceki çalışmalarda bu zonda, Geç Paleozoyik-Erken Mesozoyik yaşlı Paleotetis okyanusunun Erken Mesozoyik döneminde kuzeye doğru Avrasya kıtasının altına dalarak tektonik evrimini tamamladığı belirtilmiştir (Adamia vd., 1977; Robertson ve Dixon, 1984; Dercourt vd., 1986; Ustaömer ve Robertson, 1997, 1999; Stampfli, 2000; Okay, 2000). İnceleme alanında Erken Mesozoyik yaşlı riftleşme ve Geç Kretase'de kapanan İntra-Pontid okyanus

havza ürünleri de yer almaktadır. KB Anadolu ve Armutlu Yarımadası'nı içine alan alanda bulunan Mesozoyik yaşlı Neotetis'e ait ofiyolitik birimlerin ise, Geç Kretase sol yanal doğrultulu faylanma ile yer değiştirdiği belirtilmiştir (Elmas ve Yiğitbaş, 2001).

Armutlu Yarımadası olası temel kayaları Prekambriyen? yaşlı yüksek dereceli metamorfik kayalar ve metaofiyolitleri içeren (Kaya, 1977; Yiğitbaş vd., 2004) düşük dereceli farklı litoloji ve kökene sahip metasedimenter / metamagmatik birimleri içermektedir. Yarımada içerisinde bu birimler yer yer metamorfik ve metamorfik olmayan granitik kayalar tarafından kesilmektedir. Bu Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfik kayalar Geç Kretase-Erken Tersiyer yaşlı metamorfik olmayan klastik ve andezitik volkanik kayalar tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Akartuna, 1968). Göncüoğlu vd. (1987, 1992) çalışmasında tektonostratigrafik olarak Paleozoyik yaşlı temel kayaları Pamukova Metamorfitleri olarak adlandırırken, Yılmaz vd. (1987, 1990) çalışmasında ise Armutlu Metamorfitleri olarak adlandırmıştır.



Şekil 2. Armutlu Yarımadası'nda tektonik birlikleri ve inceleme alanını gösteren jeolojik harita (Türkecan ve Yurtsever, 2002; Aksay vd., 2002; Okay vd., 2008'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 2. Geological map showing tectonic units and the study area in the Armutlu Peninsula (modified from Türkecan and Yurtsever, 2002; Aksay et al., 2002; Okay et al., 2008).

Armutlu-Ovacık zonu içerisinde yer alan Armutlu Yarımadası'nda yüzeyleyen Permo-Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı birimlerini temsil eden düşük dereceli metamorfik kayalar yörede İznik Metamorfikleri (Akartuna, 1968) olarak adlandırılmıştır. Bu zon içerisinde yüzeylenen en yaşlı kayalar Prekambriyen yaşlı yüksek dereceli

Armutlu Metamorfikleri'dir (Akartuna, 1968; Robertson ve Ustaömer, 2004; Elmas ve Yiğitbaş, 2005). Diğer birim ise plaka içi bazaltları içeren terrijen kökenli, kalkerli ve volkanojenik birimlerden oluşan Triyas riftleşmesinin ürünleri olan İznik Metamorfikleri'dir (Akartuna, 1968). İznik Metamorfikleri düşük dereceli felsik volkanik

ve volkanotortul birimler de içeren metakırıntılı-karbonat istifleriyle başlayıp blok, mercek ya da aratabakalar halinde mermer kütleleri içerdiğini belirtilmiştir (Akartuna, 1968). İnceleme alanında gözlenen örtü birimler Jura başında bir riftleşme sonucu (Neotetis'in kuzey kolu) gelişmiş, kıta kenarını temsil eden kırıntılı, volkanoklastik, platform ve yamaç türü karbonat çökellerinden oluşmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Tüm bu istif Tersiyer yaşlı diğer birimler ile örtülmektedir.

STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

Bölgede yüzeyleyen kayaların stratigrafik dağılımı incelendiğinde; Devoniyen-Karbonifer yaşlı granit, granodiyorit türü kayalarla temsil edilen Sarıcakaya Granitoyidi (Göncüoğlu vd., 1996), fillit, şist, mermer ve metavolkanitlerle temsil edilen Devoniyen öncesi yaşlı Kalabak Formasyonu (Krushensky vd., 1980) temel kayaları oluşturmaktadır. Bu birimler tektonik uyumsuzlukla Üst Paleozoyik-Triyas yaşlı Boğazköy Metaofiyoliti ve metavolkanit-metasedimanter Permo-Triyas yaşlı İznic Metamorfitleri (Göncüoğlu vd., 1986) tarafından üzerlemektedir. Örtü kayalar tektonik uyumsuzlukla gelen Alt Jura-Alt Kretase yaşlı karbonatlı (Bayırköy, Bilecik Kireçtaşı ve Soğukçam formasyonları) ve Paleosen yaşlı (Selvipınar ve Kızılçay formasyonları) birimler tarafından örtülmektedir. Bu istifler ise Tersiyer yaşlı birimler ile örtülmektedir (Şekil 3).

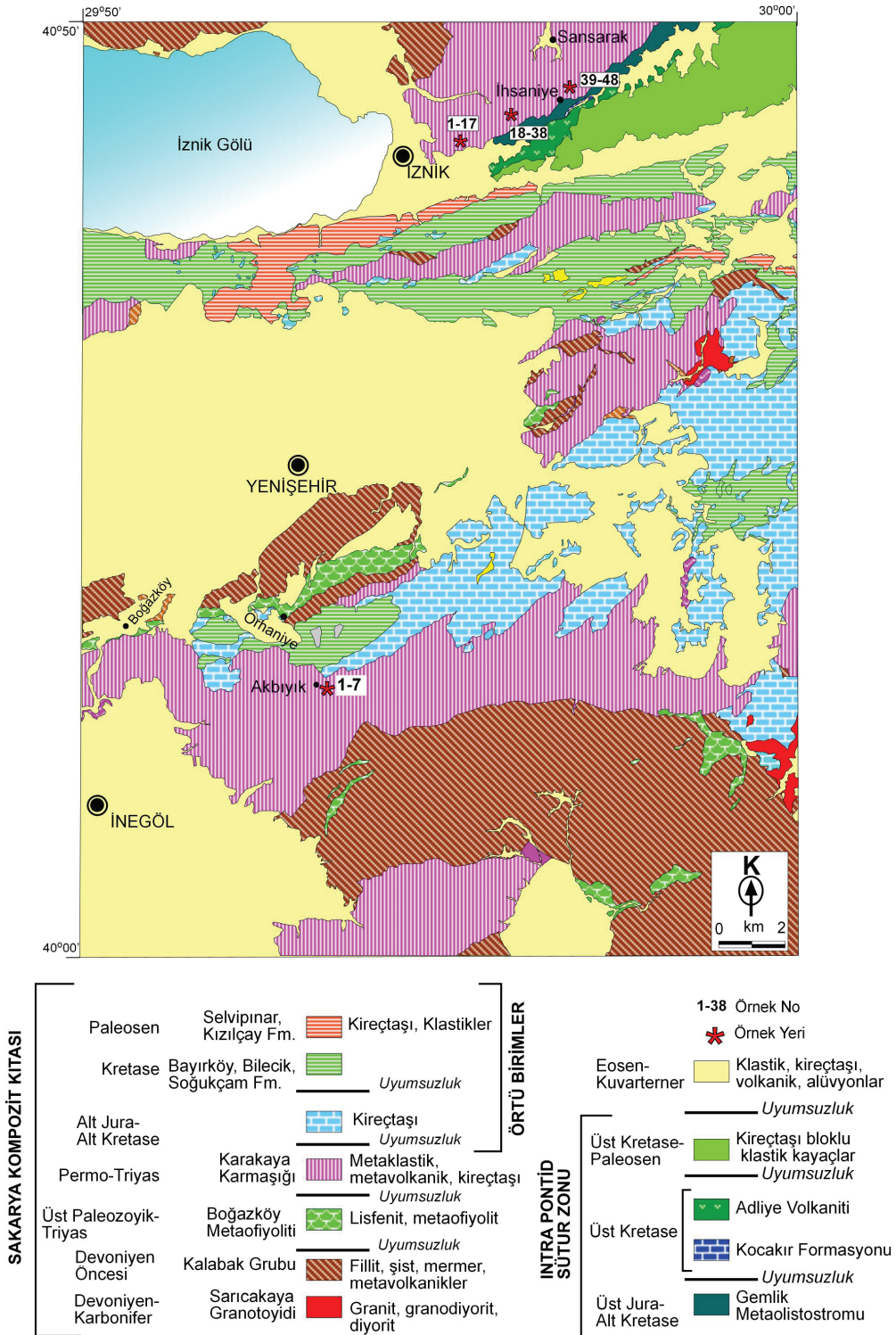
Armutlu Yarımadası'nda inceleme alanı olarak seçilen alanda yüzeyleyen Karakaya Karmaşığı birimlerinden İznic Metamorfitleri (Alt Karakaya) için Bursa-İznic (Sansarak-İhsaniye köyleri) yörelerinde yapılan arazi çalışmalarında ölçülü kesitler boyunca örnekler alınmıştır. Alınan örneklere ait koordinatlar Çizelge 1 de sunulmuştur.

İznic Metamorfitleri tip kesit yeri olan Bursa-İznic çevresinde İznic-İhsaniye-Sansarak köyünü izleyen yol boyunca örneklenmiş (başlangıç

40°26'K, 29°44'D; bitiş 40°27' , 29°50'D); kesit alanında toplam kalınlığı yaklaşık 720 m olarak saptanmıştır (Şekil 3 ve 4). Birimin tabanı bu alanda gözlenmediği için bu değer gerçek kalınlığı yansıtmamaktadır. İnceleme alanı olarak seçilen Bursa-İznic çevresinde birim topografik olarak önemli yükseltiyeye sahiptir. Bu alanlarda birim kendi içerisinde düzenli bir istife sahip olup; kayalar içinde mermer ve kuvarsit damarları yaygın olmakla birlikte üst seviyelerde yer alan metabazikler sert ve çıkıntılı bir görünüm sunmaktadır.

İznic Metamorfitleri; foliyasyonlu metapsamit (kuvarsit, metakumtaşı), metapelit (sleyt, fillit, şist), ve metakarbonat (metakireçtaşı, metadolomit, mermer) seviyeleri ile bu kayalarla ardalanma sunan ve oldukça deforme yeşil-gri-siyah renkli yer yer tabakalanma sunan kalın metamagmatik kaya seviyelerinden (metavolkanit, metagabro) oluşmaktadır. Birimi temsil eden sleyt türü kayalarda yeşil-siyah renkli laminasyonlar belirgin olup, bu kayalarda bol miktarda beyaz kuvarsit (mermer) damarları içermektedir (Şekil 5a). Kuvarsit damarları tabakalar ile uyumlu bir görünüm sundukları gibi bazen tabakaları keser konumda yer almaktadır (Şekil 5b). Birimin taban seviyelerinde artan sıkışma/yükselme deformasyonu şiddetine bağlı olarak yaklaşık dikey konum kazanmış ve kıvrımlı yapılar dikkat çekmektedir. Orta ve üst seviyelerde ise tabakalar daha çok yatay görünümde olup zaman zaman zaman deformasyona bağlı kıvrımlı yapı sergilemektedir.

Birim içerisinde yer yer karbonatlı kaya seviyeleri bulunmaktadır. Açık sarı renkli bu seviyeler sleytler içerisinde bulunmaktadır (Şekil 5c). Yer yer mermer olarak bulunan kayalar dolomitik bileşimde olup siyah renkli bloklu bir görünüm sunmaktadır. Olistostrom boyutlarında olan karbonatlı seviyeler (mermer) bunların mermer ocağı olarak işletilmesine neden olmuştur.



Şekil 3. Armutlu Yarımadası 1:100.000 ölçekli H23 paftası jeoloji haritası (Kandemir vd., 2014' den sadeleştirilmiştir).

Figure 3. Simplified geologic map with 1:100.000 scale, H23 sheet for the Armutlu Peninsula (modified from Kandemir et al., 2014).

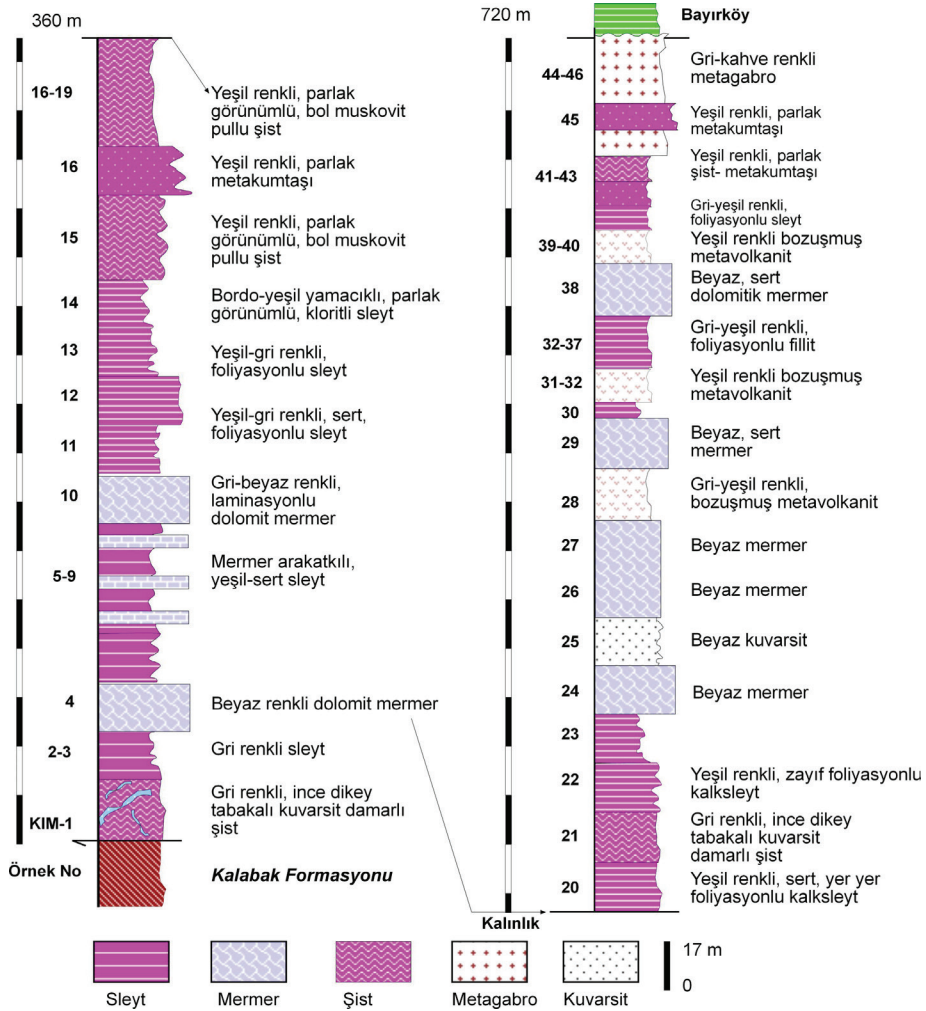
Çizelge 1. Bursa-İznik yöresi ve çevresinde yapılan arazi çalışması ile alınan kaya örnekleri ve koordinatları.

Table 1. Rock samples and coordinates from the field in the Bursa-İznik region and surroundings.

Birim	Örnek No	Koordinat
İznik Metamorfitleri	KIM-1-4	40°26'28''K,29°44'46''D
	-5-11	40°26'19''K,29°44'50''D
	-12-15	40°26'27''K,29°44'56''D
	-16-25	40°26'34''K,29°45'12''D
	-26-31	40°26'53''K,29°46'53''D
	-32-35	40°27'08''K,29°47'50''D
	-36-37	40°27'19''K,29°48'05''D
	-38-47	40°27'30''K,29°50'06''D

Sleytler bazı seviyelerde kırmızı renkli olarak gözlenmektedir (Şekil 5d). Sleytlerin renkleri değişkenlik göstermekle birlikte bazı alanlarda sarı-krem renkli olup, metakumtaşı seviyeleri sert çıkıntılı oluşturmaktadır (Şekil 5e). Bu seviyeler 5-20 cm kalınlıklarında gözlenmiştir.

Şist türü kayalar kırmızı renkli olup laminasyonlu görünüşleri dikkat çekmektedir. Tabakalar çoğunlukla dikey eğime sahip olarak gözlenmektedir.

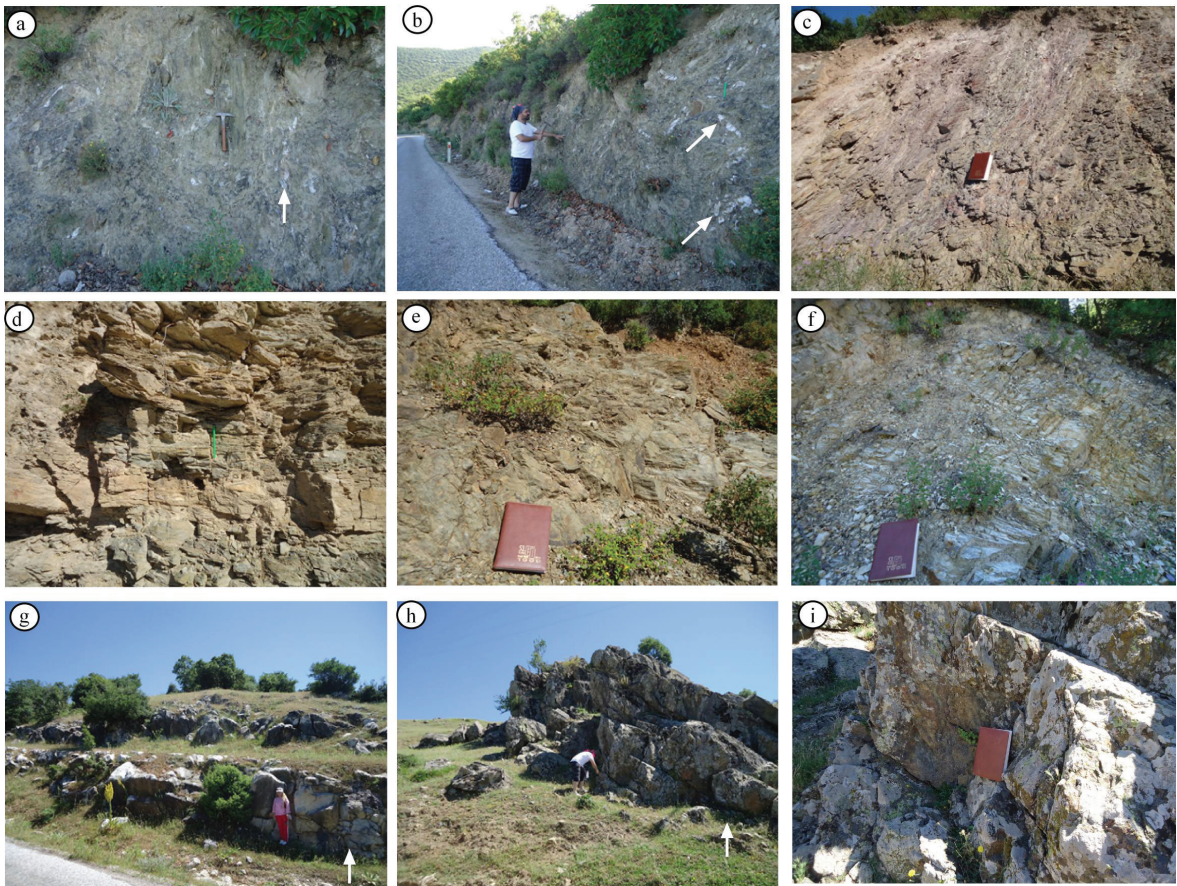


Şekil 4. İznik Metamorfitleri'nin ölçülmüş kesiti (Bursa-İznik: başlangıç 40°26'K, 29°44' D; bitiş 40°27' K, 29°50' D)
Figure 4. Measured section from the İznik Metamorphics (Bursa-İznik: starting 40°26'N, 29°44'E end 40°27'N, 29°50'E)

İzник Metamorfitleeri yeşil renkli sleyt seviyeleri gözlenmekle birlikte, bu kayalar yer yer gri-siyah renkli olarak ortaya çıkmaktadır. Bu kayalarda özellikle deformasyonun fazla olduğu alanlarda yer yer ezik zonları temsil eden beyaz renkli yumuşak ve ayrılmış sleyt seviyeleri de gözlenmektedir. Ayrıca mermer bloklarının tabanında kalan litostatik basınca maruz kalan seviyelerde beyaz sleyt seviyeleri yer almaktadır (Şekil 5f). İznik Metamorfitleeri içerisinde sık sık gözlenen mermer türü kayalar olistolit boyutlarında gözlenmekle beraber krem renkli olarak ortaya çıkmaktadır. Olistolit boyutlarındaki

mermer blokları beyaz masif kütleler şeklinde de gözlenmiştir (Şekil 5g).

Birimin diğer litolojisini oluşturan metamagmatik kayalar genellikle yeşil kahve renklidir, ancak Fe-oksit (hematit) içeren seviyelerde bordo-kırmızı renklere gözlenmektedir. Bol çatlak içeren bu kayalar yer yer tabakalanma sunmaktadır. Metamagmatik bazik kayalardan ince taneli, düşük dereceli metamorfik ve deforme olmuş metagabrolar birimin daha çok üst seviyelerinde yer almakta ve 10-50 m arasında değişen bir kalınlık sunmaktadır (Şekil 5h, i).



Şekil 5. İznik Metamorfitleeri'ne ait kayaların arazi görünümüne ait fotoğrafları, **a)** dikey tabakalı gri renkli folyasyonlu sleytler (Bursa-İzник: 40°26'19''K, 29°44'50''D), **b)** siyah renkli laminalı sleyt kayalarında beyaz kuvarsit damarları (Bursa-İzник: 40°26'28''K, 29°44'46''D), **c)** kırmızı renkli laminalı sleyt seviyeleri (Bursa-İzник: 40°26'34''K, 29°45'12''D), **d)** sarı-krem renkli metakumtaşı-sleyt ardalanmaları (Bursa-İzник), **e)** yeşil renkli sleyt seviyeleri (Bursa-İzник), **f)** beyaz sleyt seviyeleri (Bursa-İzник: 40°27'18''K, 29°47'50''D), **g)** beyaz mermer seviyeleri (Bursa-İzник: 40°27'46''K, 29°48'39''D), **h)** İznik Metamorfitleerinde kahve renkli tabakalı metagabro

seviyeleri (İznik-İhsaniye köyü: 40°27'30''K, 29°50'06''D), **i**) kahve renkli tabakalı metagabro seviyelerinin yakın görünümü (İznik-İhsaniye köyü).

Figure 5. Photographs of the field views of the Iznik Metamorphics, **a**) vertically-layered gray-colored foliated slates (Bursa-İznik: 40°26'19''N, 29°44'50''E), **b**) white quartzite veins in black-colored laminated slates (Bursa-İznik: 40°26'28''N, 29°44'46''E), **c**) red laminated slate levels (Bursa-İznik: 40°26'34''N, 29°45'12''E), **d**) yellow-cream colored metasandstone-slate intercalations (Bursa-İznik), **e**) green-colored slate levels (Bursa-İznik), **f**) white slate levels (Bursa-İznik: 40°27'18''N, 29°47'50''E) **g**) white marble levels (Bursa-İznik: 40°27'46''N, 29°48'39''E), **h**) brown-colored stratified metagabbro levels in the İznik Metamorphics (İznik-İhsaniye village: 40°27'30''N, 29°50'06''E), **i**) close-up view of brown-colored stratified metagabbro levels (İznik-İhsaniye village).

Armutlu Yarımadası'nda Göncüoğlu vd. (1987 ve 1992) çalışmasında tektonostratigrafik olarak Prekambriyen-Paleozoyik yaşlı temel kayaları Pamukova Metamorfileri olarak adlandırırken, Yılmaz vd. (1987 ve 1990) çalışmasında Armutlu Metamorfileri olarak tanımlamaktadır. Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı metamorfik temel kayalar Geç Kretase-Erken Tersiyer yaşlı klastik ve andezitik volkanik kayalar tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Akartuna, 1968). Armutlu Yarımadası'nda Alt Karakaya birimlerini temsil eden İznik Metamorfileri, tabanda Prekambriyen yaşlı Pamukova Metamorfileri temel kayaları tektonik uyumsuzluk göstermekte olup, Senomaniyen-Pliyosen yaşlı örtü birimleri tarafından uyumsuzlukla üzerlenmektedir (Göncüoğlu vd., 1986).

MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanı olarak seçilen Bursa-İznik çevresinde Permo-Triyas yaşlı İznik Metamorfileri'ne ait kayaların mineralojik ve petrografik özelliklerinin saptanması amacıyla arazi çalışmasında ölçülü kesitler yapılmış ve 1 kg ağırlığında toplam 65 adet örnek toplanmıştır.

Alınan örneklerde sırasıyla petrografik çalışmalar için ince kesitler yapılarak optik (OM) ve taramalı elektron mikroskop incelemeleri (SEM); X-ışınları difraksiyonu (XRD) ile mineralojik incelemeler yapılmıştır. Mineralojik (XRD) ve optik petrografik incelemeler Batman Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Araştırma Laboratuvarları'nda gerçekleştirilmiştir. SEM incelemeleri MTA (Ankara) Mineraloji-Petrografi Laboratuvarları'nda gerçekleştirilmiştir. Optik mikroskop incelemeleri LEICA DM750P marka alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopunda yapılmıştır.

XRD çalışmalarında sert olan numuneler çekiç yardımıyla 3-5 cm'lik parçalara kırılmış ve RETSCH BB-100 model çeneli kırıcıda tekrar daha küçük boyutlar (< 0,5 cm) halinde kırılarak RETSCH RM-200 tungsten karbür öğütücü ile 10-30 dk arasında öğütme işlemi uygulanmıştır. X-ışını kırınımı (XRD) ölçümleri Rigaku Miniflex-2 model difraktometrede ($CuK\alpha=1.541871 \text{ \AA}$) yapılmıştır. Birimdeki kayalar tümkaya (XRD-TK) ve kil boyu bileşenleri (XRD-KF, < 2 m) tanımlanarak (J.C.P.D.S., 1990) dış standart yöntemi ile yarı nicel yüzdeleri (Brindley, 1980) mineral şiddet faktörleri kullanılarak mm cinsinden yansımaları ölçülmüştür. Referans olarak tüm kaya çekimlerinde dolomit, kil fraksiyonunda kaolinitin glikollü pikleri kullanılmıştır (Yalçın ve Bozkaya, 2002). *d*-mesafeleri için kuvars iç standart olarak kullanılmış olup kil mineralleri (001) bazal yansımaları ile tanımlanmıştır. Fraksiyon ile hazırlanan kil çamuru sıvama ile iki adet yönlendirilmiş lam preparat hazırlanarak normal-N (havada kurutulmuş), glikolleme-EG (60 °C de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama-F (490 C de 4 saat kül fırında bekletme) işlemleri gerçekleştirilmiştir. XRD-KF çekimleri için kayıt aralığı $2\theta=2-30^\circ$ (hata miktarı $\pm 0.04^\circ$) olarak şekilde difraktogram desenleri elde edilmiştir.

Klorit ve illit minerallerinde di- ve/veya trioktaedrik bileşimin belirlenebilmesi için $d_{(060)}$

kırınımı kullanılarak b_0 -parametre değerleri hesaplanmıştır. Bu ölçümde, kuvars mineralinin (211) piki ($2\theta = 59,982$, $d=1,541$ Å) referans alınmış ve kayıt aralıkları $2\theta = 59-63$ ve $2\theta = 16-36$ (0,01) ve 0,5 / dak. gonyometre hızında çekimleri yapılmıştır. İllit ve klorit “kristalinite” ölçümleri sırasıyla 10-Å illit ve 7-Å klorit pikinin yarı yüksekliğindeki genişliğinden itibaren, $\Delta^{\circ}2\theta$ (Kübler indisi – KI : Kübler, 1968, ve Árkai indisi – AI : Árkai, 1991; Guggenheim vd., 2002) değerleri saptanmıştır. WINFIT (Krumm, 1996) programı (<http://xray.geol.uni-erlangen.de/html/software/soft.html>) yardımıyla hassas şekilde pik genişlikleri belirlenerek (Full Width Half Maximum – FWHM) Warr ve Rice (1994) standartları kullanılarak kalibrasyon yapılmıştır. Bu işlemde Warr ve Rice (1994) tarafından tanımlanmış kristalinite indeksi standartları (CIS: 4 adet kaya örneği ve 1 adet muskovit levhası) kullanılmıştır. Standartlar yardımıyla illit ve klorit minerallerinin regresyon ilişkileri Warr ve Rice (1994) standartları için sırasıyla $KI_{\text{Parlatılmış sleyt}} = 0,7491 \times KI_{\text{Batman Üniversitesi}} + 0,0292$ ($r^2=0,9980$) ve $KI_{\text{CIS}} = 1,101 \times KI_{\text{Batman Üniversitesi}} - 0,016$ ($r^2=0,987$) hesaplanmıştır. CIS-kalibrasyon değerleri Warr ve Ferreiro-Mahlmann (2015) tarafından belirlenmiş eşitlik ($KI_{\text{CIS}} = 1,1523 \times KI_{\text{Basel}} + 0,036$, $R^2= 0,986$) ile kabul edilen KI_{Basel} değerlerine dönüştürülmüştür. İllit minerallerinin $d_{(060)}$ yansımaları oktaedrik kimyasal bileşimlerinin ($d_{060,331} = 1,4936 + 0,0203$ Mg+Fe: Hunziker vd., 1986), b_0 -parametresinin illitlere etkileri (Sassi ve Scolari, 1974; Guidotti ve Sassi, 1986) incelenmiştir. Kayıt aralığı $2\theta = 59-63$ (0,01) aralığındaki ölçümler yardımıyla kuvars mineralinin (211) piki ($2\theta = 59,97$, $d = 1,541$ Å) referans alınmıştır.

PETROGRAFI

İnce-Kesit Petrografisi

Birime ait metapelitik (sleyt, kalksleyt, fillit ve şist), metapsamitik (metakumtaşı),

metavolkanojenik (bozuşmuş metavolkanitler) ve metakarbonatlardan (mermer, dolomit-mermer) olmak üzere toplam 30 örnekte petrografik inceleme yapılmıştır.

Birimde yaygın olarak gözlenen yapraklanma ve şistoziteye sahip metapelitik kayalar; lepidoblastik ve nematoblastik dokuya sahiptir. Bu kayalarda sleyt ve buruşma klivajları gibi yönlenme belirgin olarak gözlenmekte olup; yer yer minerallerde kataklazma etkilerine de rastlanılmaktadır.

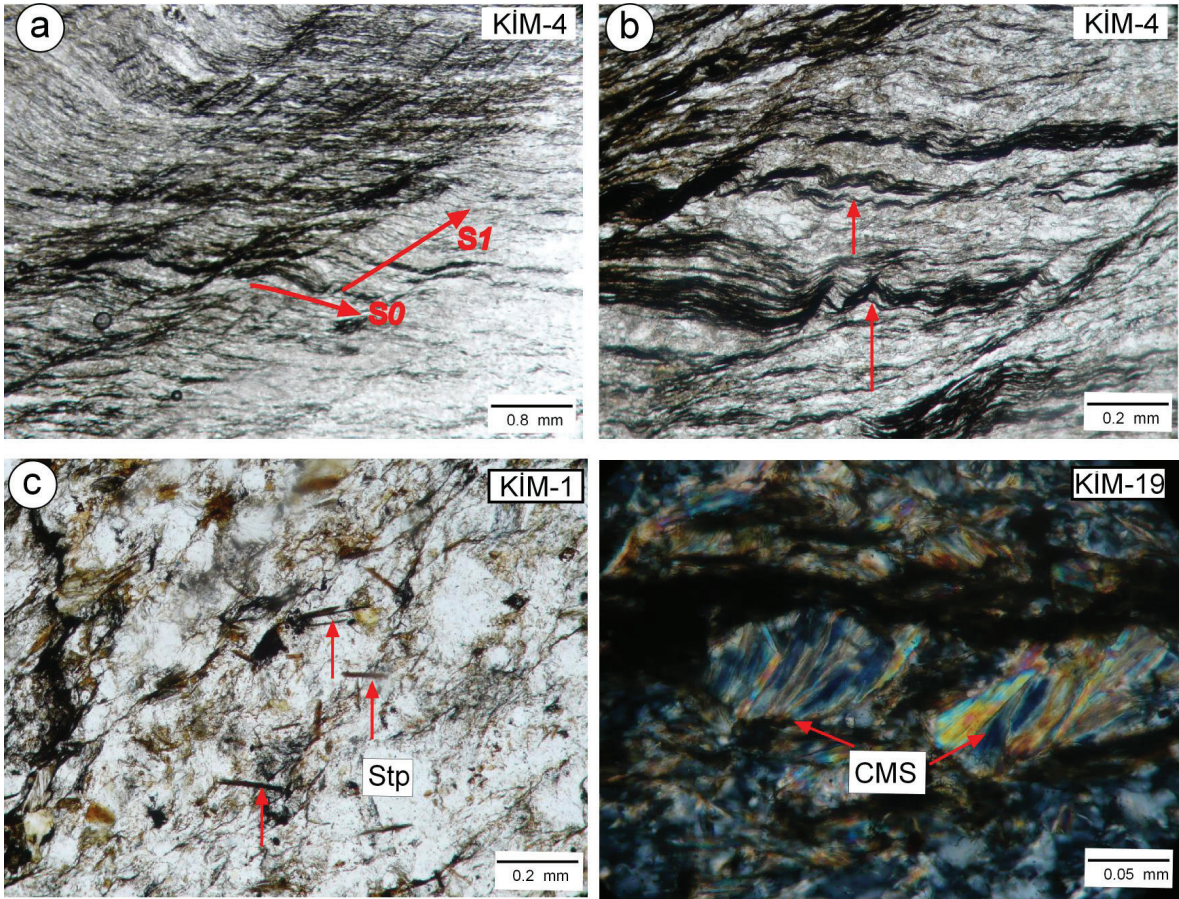
Blastopelitik dokulu sleyt olarak tanımlanan kayalar oldukça ince taneli olup, sleyt klivajları yaygın olarak gözlenmektedir. Bu kayalarda bileşenleri kuvars, plajiyoklaz, muskovit, biyotit, kalsit, kil ve opak mineraller bulunmaktadır. Bu kayaların bağlayıcı malzemesini serisitleşmiş-kloritleşmiş fillosilikat matris ve kalsit çimento oluşturmaktadır. İnce taneli sleytlerde mikrolaminasyon, mikroyönlenme ve buruşma kıvrımları gibi metamorfik dokusal özelliklerin yanı sıra, yaygın olarak post-metamorfik kalsit dolgulu damarlar da gelişmiştir. Klivaj düzlemleri boyunca yaygın olarak FeO ve kil oluşumları bulunmaktadır. Çok ince taneli, mikroyönlenme ve mikrokıvrımlanmalar yaygındır. Gözenek ve çatlakta bol miktarda kalsit bulunmaktadır. Karbonat miktarının fazla olduğu kayalar kalksleyt olarak tanımlanmıştır.

Blastopelitik dokulu fillitleri oluşturan ana bileşenler plajiyoklaz, kuvars, serisit, muskovit ve opak mineraller oluşturmaktadır. Fillitlerde yaygın olarak sleyt klivaj düzlemleri gelişmiştir. Bu kayalarda klivaj düzlemleri $S0$ ve $S1$ yönünde gelişmiştir (Şekil 6a). Klivaj düzlemleri bazı seviyelerde king bant yapıları biçiminde zik zak görünüm sunmaktadır (Şekil 6b). Bu kayalarda çimentoyu serisit bazende bu minerallere eşlik eden kalsit biçimindedir. Kuvas mineralleri yer yer iri kuvars porfiroblastları köşeli olup, monokristalin ve polikristalin türleri gözlenmiştir. Gözenek ve çatlaklarda kuvars ve kalsit oluşumları

da gözlenmiştir. Kuvars oranı oldukça fazla olan kayalar kuvarsfillit olarak tanımlanmıştır.

Şistleri oluşturan ana bileşenler; örneklere göre kısmen farklılık sunmakla birlikte, kuvars, mika (muskovit, serisit, biyotit, paragonit), plajiyoklaz, klorit, amfibol (tremolit/aktinolit?), fillosilikat ve opak mineraller olarak sıralanabilir. Ayrıca bir kayada özşekli sfen (titanit) mineralleri kümeler şeklinde gözlenmiştir. Karbonatlar (kalsit ve dolomit) gözenek ve çatlaklarda yer alan

kimyasal kökenli minerallerdir. Şistlerde {001} eksenine paralel yönelmiş klorit levhaları ile c-kristalografik eksenine yönünde dizilen kuvarsa zengin zonlar metamorfik ayrışmanın (diferansiyasyon) tipik verileridir. Muskovit mineralleri iri levhamsı kristaller biçiminde olup, şist düzlemleri boyunca yönelmiş gözükmektedir. Bu kayalarda matris içerisinde gelişmiş ince uzun levhamsı özşekli kahve-sarı renkli stilpnomelan dizilimleri gözlenmiştir (Şekil 6c).



Şekil 6. Iznik Metamorfizmaları kayalarının mikrofotografaları, **a)** fibroblastik dokulu fillitlerde gelişmiş S0 ve S1 klivaj düzlemleri (tek nikol: TN), **b)** fibroblastik dokulu fillitlerde gelişmiş buruşma dilinimleri (klivajları) (TN), **c)** lepidoblastik dokulu şistlerde ince levhamsı kahverenkli stilpnomelan mineralleri (TN), **d)** lepidoblastik dokulu şistlerde şistlerde yelpaze görümlü CMS istifleri (CN=çift nikol)

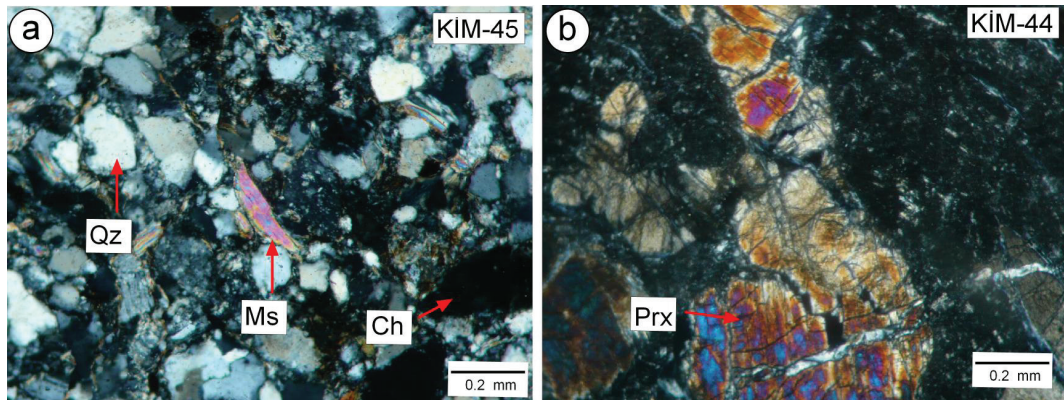
Figure 6. Microphotographs of the Iznik Metamorphics, **a)** S0 and S1 cleavage planes (plane polarized light: TN) developed in fibroblastic textured phyllites, **b)** king band planes (cleavages) developed in fibroblastic textured phyllites (TN), **c)** thin platy brownish stilpnomelane minerals in lepidoblastic textured schists (TN), **d)** fan-like CMS stacks in schists with lepidoblastic texture (crossed polarized light/crossed polars: CN)

Klorit mineralleri gözeneklerde ve istif yapılarında iki farklı özellik sunmaktadır. Şistlerde gözlenen diğer bir özellik ise mika ve kloritlerin oluşturduğu istif yapılarıdır. Biotit-muskovit (BMS) ve klorit-muskovit (CMS) istifleri, mika minerallerinin yönlenmesi sonucu gelişen yatay düzlemlerle 45-65° arasında değişen açılar yapmaktadır (Şekil 6d). Gözeneklerde neoformasyon sonucu gelişmiş klorit mineralleri daha çok optik izotrop gibi boşluk dolguları şeklinde, istiflerde ise yelpaze görünümüne sahiptir. Kuvars oranı fazla olan şistler kuvarşist olarak adlandırılmıştır.

Metakumtaşlarında bileşenleri başlıca kuvars, feldispat (plajiyoklaz, ortoklaz), serisit, mika (muskovit, biyotit), kalsit, kaya parçaları ve opak mineraller oluşturmaktadır. Blastopsamitik dokulu, kötü boylanmalı bu kayalarda mikroyönlenme ve fillosilikatça zengin seviyelerde sleyt klivajı gözlenmektedir. Bağlayıcı malzemeyi büyük ölçüde fillosilikat matris ve daha az kalsit çimento oluşturmaktadır. Mika minerallerinden muskovitler iri prizmatik ve uzamış biçimlidir (Şekil 7a). Neoformasyon sonucu gözeneklerde oluşmuş levhamsı klorit mineralleri mavi girişim renkli ve izotrop olarak gözlenmiştir.

İznic Metamorfitleti'nde bazı seviyelerde ortaya çıkan metavolkanik kayalar bozuşmuş bir görünüm sunmakta olup, hamur bütünüyle killeşmiştir. Kuvars mineralleri yuvarlak görünümleri dikkat çekmektedir. Birimde yer alan gabro türü kayalarda holokristalin dokulu olup piroksen mineralleri yarı özşekilli ve uralitleşme sonucu tremolit/aktinolit mineralleri gelişmiştir (Şekil 7b).

Metakarbonat kayalarında ilksel dokunun büyük ölçüde kaybolması (mikrospartitik/spartitik) ve çok düşük dereceli metamorfizma etkilerinin (granoblastik/mozayik doku ve fillosilikat yönlenmesi) gözlenmesi, ayrıca şist türü kayalara eşlik etmesi nedeniyle metakireçtaşı veya metadolomitten ziyade mermer olarak adlandırılmıştır. Ortokemi kalsit veya dolomit, litoklast ve/veya metamorfik bileşenleri ise kuvars, muskovit ve opak mineraller temsil etmektedir. Karbonat kayalarında grift doku oldukça yaygın olarak gözlenmektedir. Ayrıca, dolomit mermerlerde kuvars miktarı, kayaya ön takı verecek kadar artmaktadır. Dolomitler özşekilli rombohedral biçimde gözlenirken, fillosilikatlı seviyelerde zayıf bazen belirgin yönlenme izleri de gözlenmektedir.



Şekil 7. a) İznic Metamorfitleti metakumtaşlarında levhamsı muskovit ve gözeneklerde yeşil renkli klorit mineralleri (CN), **b)** İznic Metamorfitleti gabrolarında piroksen minerallerinde uralitleşme sonucu gelişmiş lifsi tremolit-aktinolit mineralleri (CN) (Ch=Klorit, Qz=Kuvars, Ms=Muskovit, Prx=Piroksen).

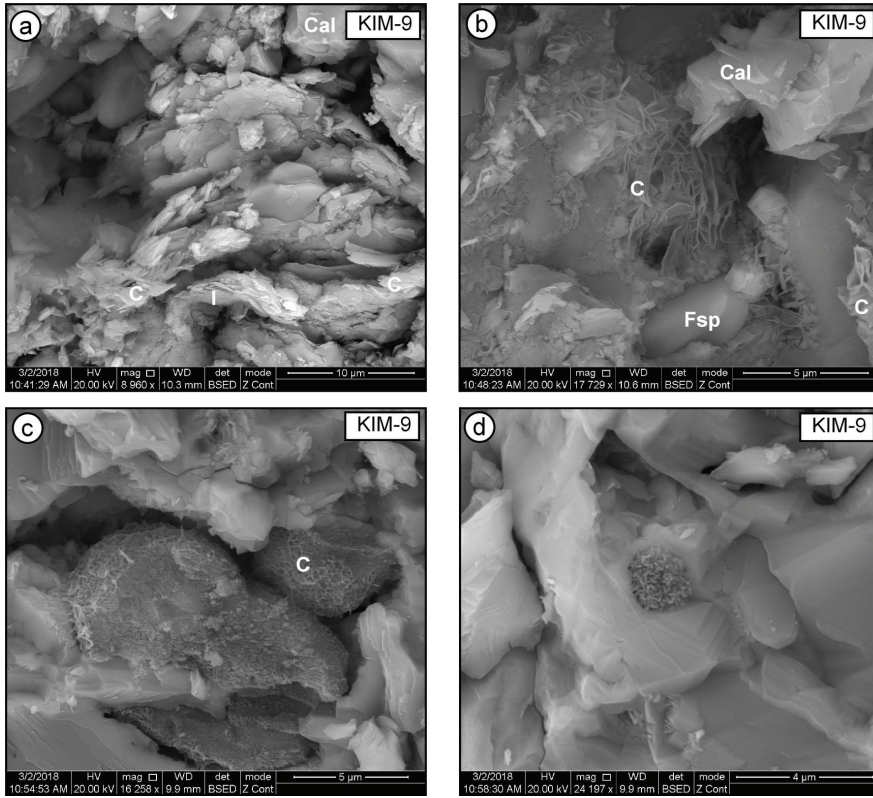
Figure 7. a) Plate-like muscovite in the metasandstones of the Iznic Metamorphics and green chlorite minerals in the pores (CN), **b)** Fibrous tremolite-actinolite minerals developed as a result of uralitization in pyroxene minerals in the gabbros of the Iznic Metamorphics (CN) (Ch=Chlorite, Qz=Quartz, Ms=Muskovite, Prx=Pyroxene).

Taramalı Elektron Mikroskop İncelemeleri

İznic Metamorfitleti'nden toplam 7 adet kaya örneği (sleyt, şist olmak üzere) üzerinde taramalı Elektron Mikroskop incelemeleri yapılmıştır.

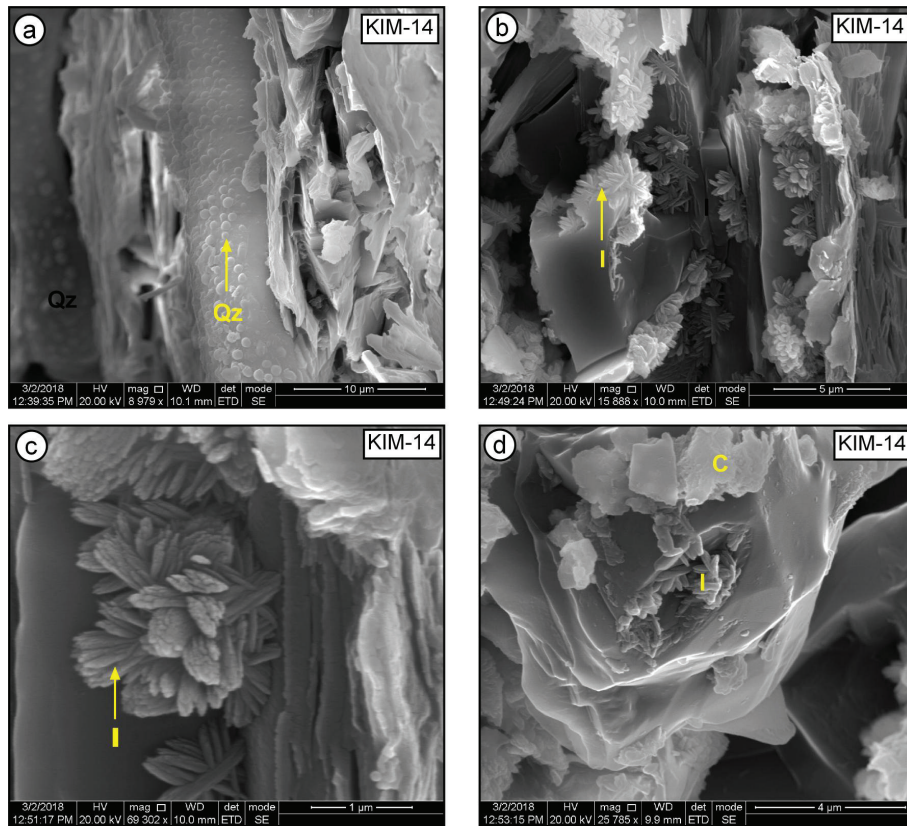
İznic Metamorfitleti sleyt örneğinin SEM mikrofotografında silikat mineralleri ve çevreleyen kil mineralleri matris içinde klivaj düzlemleri boyunca dizilmektedir (Şekil 8a, b). Bu kayalarda ayrıca özşekilli feldispat mineralleri ve matriste gözeneklerde klorit/fillosilikat oluşumları gözlenmiştir (Şekil 8c ve d). İznic Metamorfitleti sleyt örneklerinde amorf silika topçuklar şeklinde izlenmektedir (Şekil 9a). İllitler diğer örnekte olduğu gibi ışnsal kümeleri oluşturmaktadır (Şekil 9b ve c). Kloritler ise

ince yapraksı biçimlerde gözlenmiştir (Şekil 9d). Ayrıca sleyt örneklerinde matris içinde silika mineralleri ve çevreleyen kil minerallerinin görünüşleri tipiktir. Matriste illitler I-S aratabakalısını içermeleri sonucu lifsi/ipliksi biçimde gözlenmektedir. Sleyt türü kayalarda matris içinde sleyt düzlemlerine dik fillosilikat oluşumları olasılıkla istif yapıları bulunmaktadır (Şekil 10a). Özşekilli kuvars ve feldispat mineralleri (Şekil 10b), yapraksı klorit mineralleri (Şekil 10c) ve levhamsı feldispatlar bu kayalarda gözlenmiştir (Şekil 10d). Bir örnekte ışnsal (yıldız şekilli) illit oluşumları ve klorit topları tipik olup klorit topçukların kümeler halinde gözlenmektedir. Ayrıca kloritler ince yapraksı biçimlerde de izlenmektedir.



Şekil 8. İznic Metamorfitleti sleyt örneğinin SEM mikrofotografarı, **a)** Silika mineralleri ve çevreleyen kil mineralleri, **b)** Özşekilli feldispatlar mineralleri, **c)** gözeneklerde klorit oluşumları, **d)** gözeneklerde yapraksı fillosilikat oluşumları (C= Klorit, I=İllit, Fsp= Feldispat, Cal= Kalsit).

Figure 8. SEM microphotographs of the Iznic Metamorphic slate sample, **a)** Silica minerals and surrounding clay minerals, **b)** euhedral feldspar minerals, **c)** chlorite formations in the pores, **d)** foliated phyllosilicate formations in the pores (C= Chlorite, I=Illite, Fsp= Feldspar, Cal= Calcite).



Şekil 9. İznik Metamorfileri sleyt örneğinin SEM mikrofotografı, **a)** amorf silika ve çevreleyen kil mineralleri, **b)** illit kümeleri, **c)** illit mineralleri, **d)** İnce yapraklı kloritler.

Figure 9. SEM microphotographs of the Iznik Metamorphic slate sample, **a)** amorphous silica and surrounding clay minerals, **b)** illite clusters, **c)** illite minerals, **d)** thin foliated chlorites.

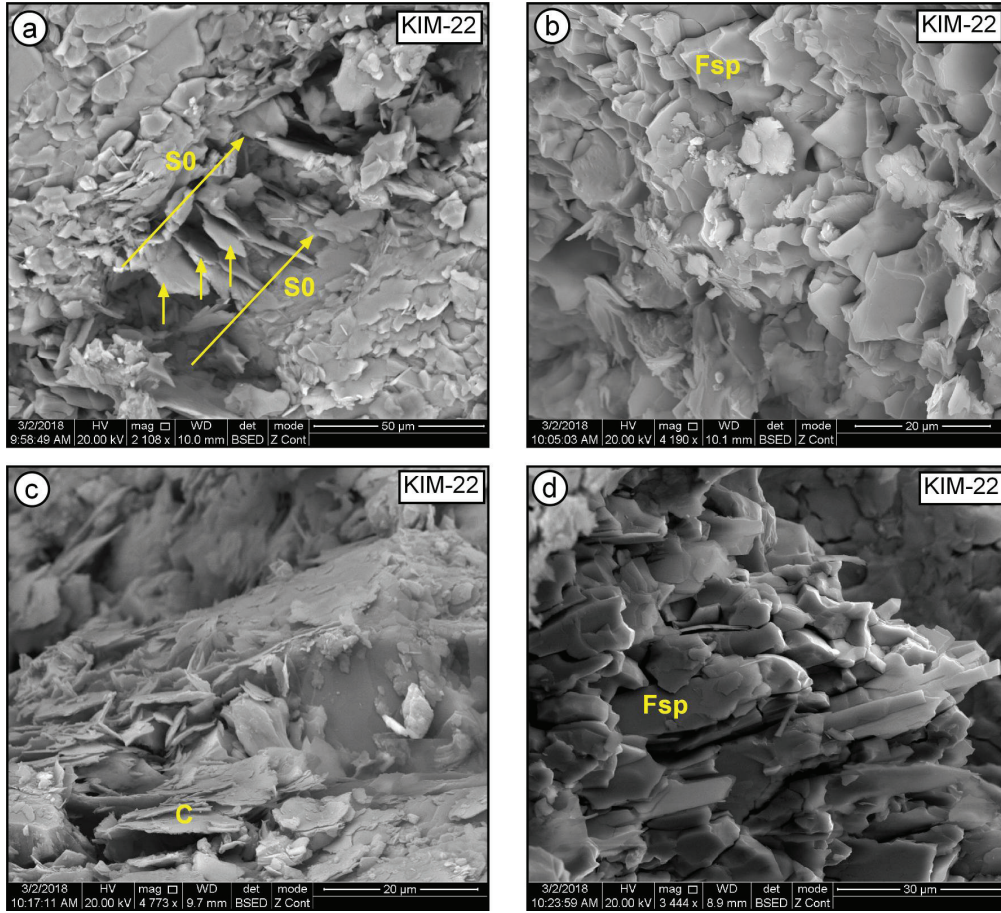
X-IŞINI DİFRAKSİYON İNCELEMELERİ

İznik Metamorfileri'ni oluşturan metapelitik (sleyt, fillit, şist), metapsamitik (metakumtaşı), metavolkanik (metabazalt, andezitik metabazalt, metagabro) ve metakarbonat (mermer, dolomit-mermer) olmak üzere toplam 48 adet örnek üzerinde yapılan XRD-TK ve KF çözümlenmeleri yapılmıştır.

Birimin yaygın litolojisini oluşturan metamagmatik (metagabro, metavolkanit) kayalarda volkanojenik (feldispat, ojit), metamorfik-metasomatik (tremolit/aktinolit, stilpnomelan, paragonit, fillosilikatlar) ve kimyasal (kalsit, dolomit, kuvars, götit) mineraller gözlenmektedir. En yaygın gözlenen kuvars+feld

ispat+piroksen+fillosilikat parajenezine amfibol, kalsit, dolomit, götit, paragonit ve stilpnomelan mineralleri eşlik etmektedir.

Fillosilikat mineralojisini ise illit, klorit, karışık tabakalılar (C-V ve I-V), paragonit, smektit, kaolinit ve serpentin oluşturmaktadır. Metamagmatitlerde kil fraksiyonunu bir örnekte bütünüyle klorit temsil etmektedir. Metamagmatit kayalarda en yaygın fillosilikat parajenezleri klorit+C-V, illit + klorit + C-V ve I+ I-V olup; sadece bir örnekte stilpnomelan bu birlikteliğe katılmaktadır. Fe-oksit (götit) içeren bozmuş metavolkanitlerde illit + klorit birlikteliğine C-V eşlik etmektedir.



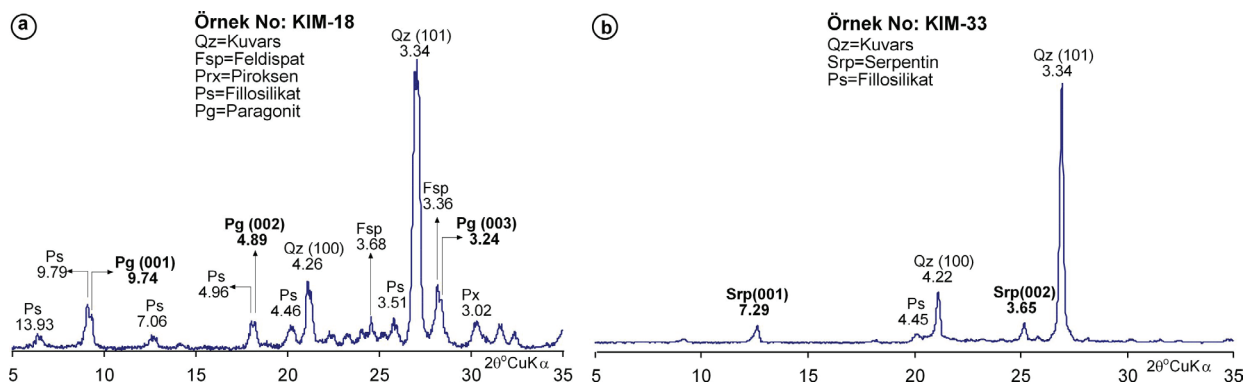
Şekil 10. İznik Metamorfitleleri sleyt örneğinin SEM mikrofotografaları, a) sleyt düzlemlerine dik gelişmiş istif yapıları, b) Özşekilli kuvars ve feldispat mineralleri, c) yapraksı klorit mineralleri, d) levhamsı feldispatlar.

Figure 10. SEM microphotographs of the İznik Metamorphic slate sample, a) stacked structures perpendicular to the slate planes, b) euhedral quartz and feldspar minerals, c) foliated chlorite minerals, d) platy feldspars.

Sleyt ve şist türü kayalarda fillosilikat parajenezini illit+klorit birlikliği olup, bu parajeneze karışık tabakalı C-V/I-V, smektit, kaolinit, paragonit, serpentin ve stilpnomelan eşlik etmektedir.

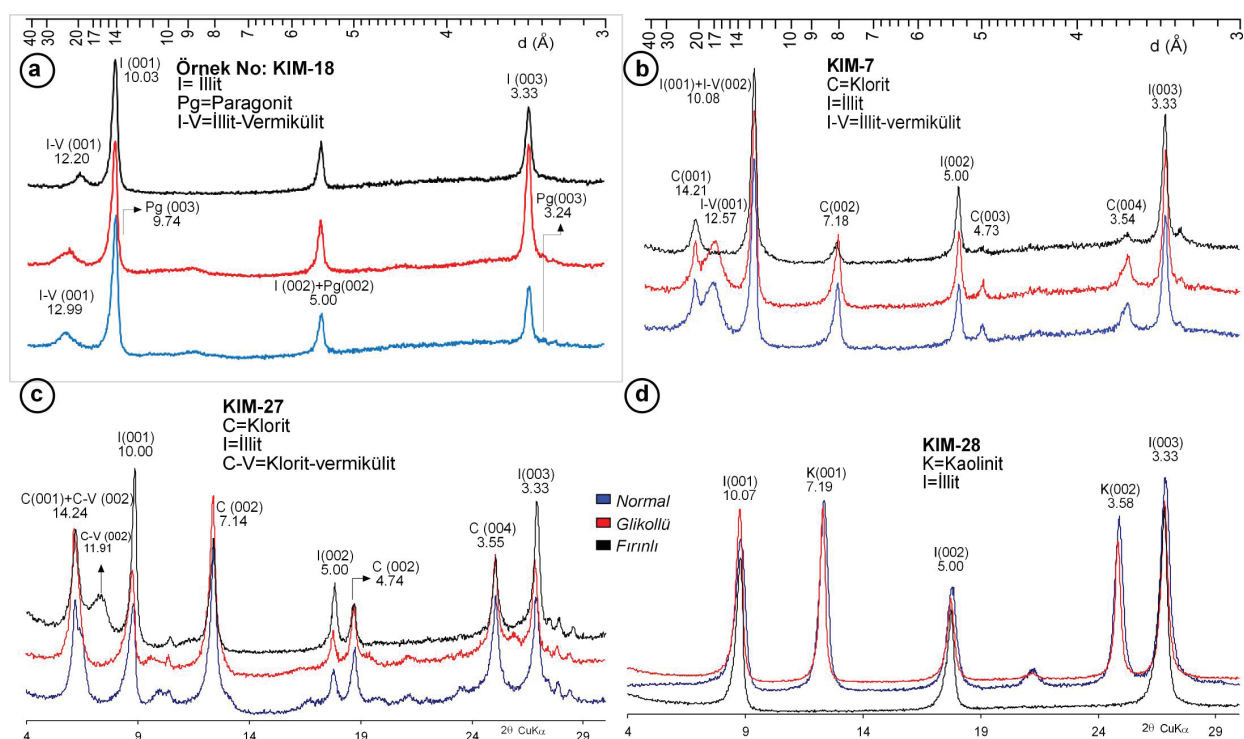
İznik Metamorfitleleri kuvarsit olarak tanımlanan kayalarda kuvars minerallerine az miktarda kalsit ve feldispat mineralleri eşlik etmektedir. Kalksleyt türü kayalarda ise kil mineralleri ile birlikte yer yer kalsit mineralleri de parajeneze katılmaktadır. Dolomitik mermer olarak tanımlanan kayalarda ise dolomit minerallerine ait (104) yüzeyi 2,90 Å da ortaya

çıkılmaktadır. Sleytlerde gözlenen piroksen mineralleri 3,00 Å da gözlenen pikleri ile ayırt edilmiştir. Tüm kaya difraktogramında paragonit minerali (001) düzlemine ait 9,74 Å yansıması, (002) yüzeyine ait 4,89 Å ve 3,24 Å yansıması ile diğer fillosilikat minerallerinden ayrılmaktadır (Şekil 11a). Tüm kaya difraktogramında şistlerde gözlenen diğer önemli mineral türü ise serpentin olup, (001) yüzeyine ait piki 7,25 Å da ortaya çıkmaktadır (Şekil 11b). İznik Metamorfitleleri'nde metagabrolarda gözlenen ender minerallerden hematit mineralleri 2,70 Å da ortaya çıkmakta ve parajeneze katılmaktadır.



Şekil 11. İznik Metamorfittleri kayalarında XRD difraktogram sonuçları, a) şistlerde paragonit ve eşlikçi mineraller, b) sleytlerde serpentin ve eşlikçi mineraller

Figure 11. XRD diffractogram results for İznik Metamorphic rocks, a) paragonite and associated minerals in schists, b) serpentine and associated minerals



Şekil 12. a) İznik Metamorfittleri şistlerinde paragonit ve eşlikçi mineraller, **b)** sleytlerde karışık tabakalı I-V ve eşlikçi mineraller, **c)** sleytlerde karışık tabakalı C-V ve eşlikçi mineraller, **d)** kaolinit ve eşlikçi mineraller

Figure 12. a) Paragonite and associated minerals in the İznik Metamorphic schists, **b)** mixed-layered I-V and associated minerals on the slates, **c)** mixed-layered C-V and associated minerals on the slates, **d)** kaolinite and associated minerals.

Çizelge 2. İznik Metamorfizmaları illit ve klorit minerallerinde ölçülen KI, AI, FWHM-C, politipi, b0 değerleri ve metamorfik zonlara ait sonuçlar (KI=Kübler İndeks, AI=Arkai İndeks).

Table 2. Results of KI, AI, FWHM-C, polytype, b0 values and metamorphic zones measured in illite and chlorite minerals from the İznik Metamorphics (KI=Kubler Index, AI=Arkai Index).

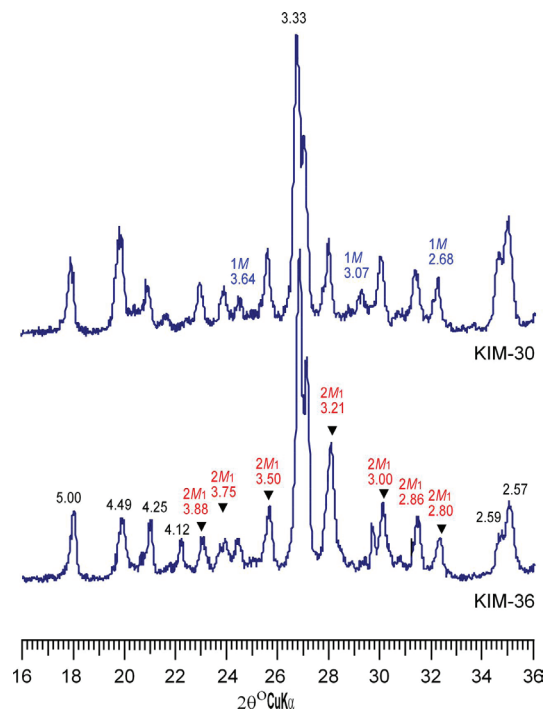
Örnek No	d(001)	FWHM-I (N)	İllit (CIS)	KI (N)	FWHM-C	Politipi	b0	Metamorfik Zon
KİM-1	10,021	0,25	0,26	0,19				Epizon
-3	10,059	0,30	0,31	0,24				Epizon
-4	10,113	0,34	0,36	0,28				Epizon
-6	10,047	0,34	0,36	0,28				Epizon
-7	10,082	0,25	0,26	0,19				Epizon
-8	10,114	0,27	0,28	0,21				Epizon
-9	10,150	0,42	0,45	0,35				Düşük ankizon
-11	10,122	0,27	0,28	0,21		2M1+1M	9,000	Epizon
-12	10,042	0,37	0,39	0,31		2M1+1M	8,958	Epizon
-13	10,123	0,33	0,34	0,27		2M1+1M	8,970	Epizon
-14	10,121	0,38	0,40	0,32				Epizon
-15	10,221	0,38	0,41	0,32		2M1+1M	8,952	Epizon
-16	10,108	0,39	0,41	0,33		2M1+1M	8,988	Yüksek ankizon
-17	10,085	0,36	0,37	0,29				Epizon
-18	10,049	0,29	0,30	0,23		2M1+1M	9,006	Epizon
-19	10,054	0,26	0,27	0,20				Epizon
-20	10,149	0,31	0,32	0,25				Epizon
-21	10,021	0,28	0,29	0,22		2M1	9,030	Epizon
-22	10,098	0,25	0,26	0,20		2M1+1M	8,964	Epizon
-23	10,149	0,32	0,32	0,25				Epizon
-27	10,047	0,38	0,40	0,32				Epizon
-28	9,484	0,44	0,47	0,37				Yüksek ankizon
-30	10,021	0,21	0,22	0,16		2M1+1M	9,030	Epizon
-31	10,013	0,35	0,37	0,29				Yüksek ankizon
-32	9,974	0,27	0,28	0,21		2M1	9,024	Epizon
-33	10,238	0,31	0,32	0,25				Yüksek ankizon
-34	10,036	0,27	0,28	0,21				Epizon
-36	10,020	0,23	0,24	0,17		2M1	9,024	Epizon
-37	10,082	0,19	0,19	0,14				Epizon
-39	14,20				0,255	IIb		Epizon
-40	10,137	0,31	0,33	0,25				Yüksek ankizon
-41	10,100	0,35	0,37	0,29				Yüksek ankizon
-42	10,119	0,27	0,28	0,21				Epizon
-43	9,999	0,30	0,31	0,24				Epizon
-44	14,390				0,32	IIb		Epizon
-45	10,036	0,26	0,27	0,21				Epizon
-47	9,973	0,28	0,30	0,23				Epizon
-48	10,125	0,39	0,41	0,33				Yüksek ankizon

Şistlerde illit + paragonit + I+V parajenezi de gözlenmiştir. I-V karışık tabakalısına ait birinci dizi pikleri normal, glikollü çekim için 12,99 Å ve fırınlı piki ise 12,20 Å da gözlenmiştir (Şekil 12a). Aynı örnekte paragonit minerali (001) yüzeyi 9,74 Å, (002) yüzeyine ait 5,00 Å ve (003) yüzeyi 3,44 Å da bulunan kırınım değerlerinden itibaren illit mineralinden ayrılarak tanımlanmıştır. Bazı kayalarda ise illit + klorit parajenezine karışık tabakalı I-V minerali eşlik etmektedir. I-V karışık tabakalısına ait birinci dizi pikleri gözlenmemiştir (Şekil 12b). Normal ve glikollü çekimde (002) yüzeyine ait pik 12,57 Å'da ortaya çıkarken, bu yüzeye ait fırınlı pikin illitin (001) ile çakıştığı 10,80 Å' da gözlenmesi bu mineralin klorit ve illitlerden ayırt edilmesini sağlamaktadır. Sleytlerde gözlenen diğer bir mineral türü smektit olup, bu mineralin (001) düzlemine ait normal piki 14,87 Å ve glikollü piki 16,62 Å gözlenirken, fırınlı piki 10,08 Å'a kadar düşmektedir. Yaygın olarak gözlenen illit + klorit + C-V parajenezine ait difraktogramlarda C-V mineralinin (002) yüzeyine ait glikollü (14,24 Å) ve fırınlı (11,91 Å) pikleri ile klorit mineralinden ayırt edilmiştir (Şekil 12c). Bazı sleytlerde illit + kaolinit parajenezi de gözlenmiştir (Şekil 12d). Kaolinit minerallerinin (001) yüzeyi 7,19 ve 3,59 Å'da (002) yüzeyindeki kırınım değerleri birbirinden ayrılmaktadır. Özellikle fırınlı pikindeki yıkılma kaolinit minerali için tipikdir.

Fillosilikatların Kristal Kimyasal Özellikleri

Alt Karakaya Karmaşığı'nı temsil eden İznik Metamorfittleri'ne ait saf K-mika ve klorit fraksiyonlarında KI, AI, politipi, b θ inceleme sonuçlarına ait kristal kimyasal parametre verileri Çizelge 2'de sunulmuştur. Kristal kimyasal parametre değerleri FWHM, I(001), (002) ve kristal boyutları PDXL (Integrated X-Ray Powder Diffraction Software) programında ölçülmüştür. Programla saptanan FWHM değerleri mika düzeltme faktörleri ile yeniden hesaplanmıştır.

İllit içeren örneklerde yapılan politip incelemelerine göre illitler 2M₁+1M politipine sahiptir (Şekil 13). Bu sonuçlardan İznik Metamorfittleri'nin orta basınç ve daha yüksek sıcaklık altında gömülmeye bağlı metamorfizmaya uğradığı düşünülebilir. Bazı illit mineralleri ise bütünüyle 2M₁ politipini yansıtmaktadır. İllit politipine ait XRD difraktogramında 2M₁ politipi için d(Å); 3,88; 3,73; 3,49; 3,20; 2,98; 2,86; 2,79 ve 2,58 ve 1M için 4,34; 3,64; 3,07; 2,91 ve 2,68 pikleri ayırtman olarak kullanılmaktadır.



Şekil 13. İznik Metamorfittleri illit politiplerine ait yönlenmemiş XRD desenleri.

Figure 13. Unoriented XRD patterns of illite polytypes from the İznik Metamorphics.

İznik Metamorfittleri'nde 36 adet örnekte hesaplanan KI verileri 0,19-0,41 $\Delta^\circ 2\theta$ (ortalama 0,25 $\Delta^\circ 2\theta$) arasında değişmekte olup, bu sonuçlara göre birim çoğunlukla epimetamorfik ve yüksek dereceli ankimetamorfik dereceyi işaret eden değerleri sunmaktadır (Şekil 14a). Diyagramda

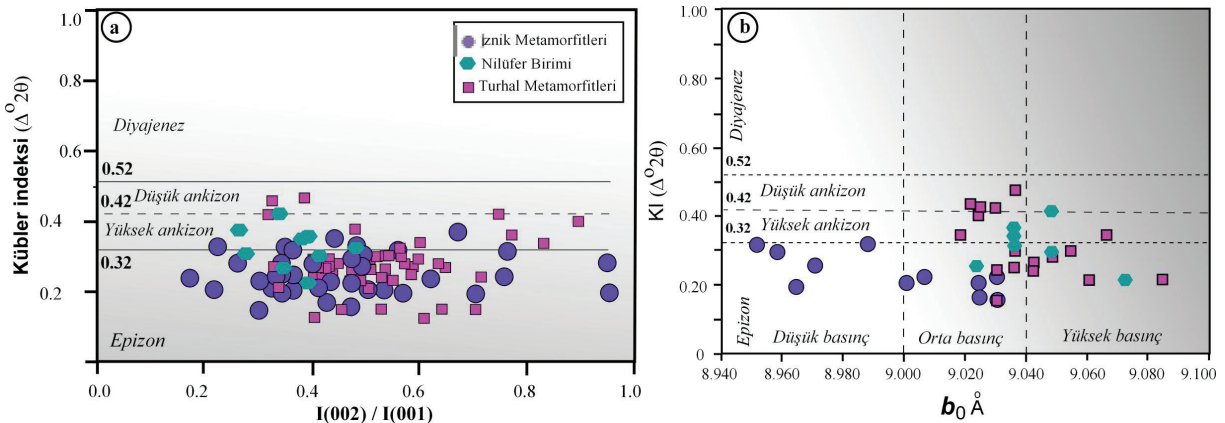
Nilüfer Birimi ve Turhal Metamorfitleri'ne (Tetiker vd., 2015a ve 2015b) ait illitlerinde benzer aralıkta metamorfik dereceyi temsil ettiği gözlenmektedir. 2 örnekte PDXL programı kullanılarak klorit kristalinite verileri incelendiğinde AI değerleri 0,26-0,32 $\Delta^{\circ}2\theta$ (ortalama 0,29 $\Delta^{\circ}2\theta$) arasında bir değişim sunmaktadır. Bu sonuçlara göre illit mineralleri ile uyumlu olarak yüksek dereceli ankimetamorfik bölgede bir dağılım sergilemektedir.

İznik Metamorfitleri'nde 11 illit örneğinde saptanan $d_{(060)}$ değeri 1,492-1,505 Å (ortalama 1,499 Å) arasında olup, dioktahedral bileşimi yansıtmaktadır. Oktahedral (Mg+Fe) içeriği Hunziker vd., (1986) eşitliğine ($Mg+Fe = (d_{060,331} - 1,4936) / 0,0203$) göre 0,07-0,56 (ortalama 0,35) arasında değişmekte olup I-S serisi için illit uç üyesinin oktahedral kimyasal bileşimine göre ($Mg+Fe=0,15-0,28$, ortalama 0,22; Meunier vd., 2004); illitlerin ideal muskovit bileşimine uzak, buna karşın ideal-fenjitik illit bileşimine kısmen yakın olduğu ortaya çıkmaktadır.

İznik Metamorfitleri'nde farklı kaya türlerini temsil eden K-mikalara ait b_0 -KI ilişkisine göre;

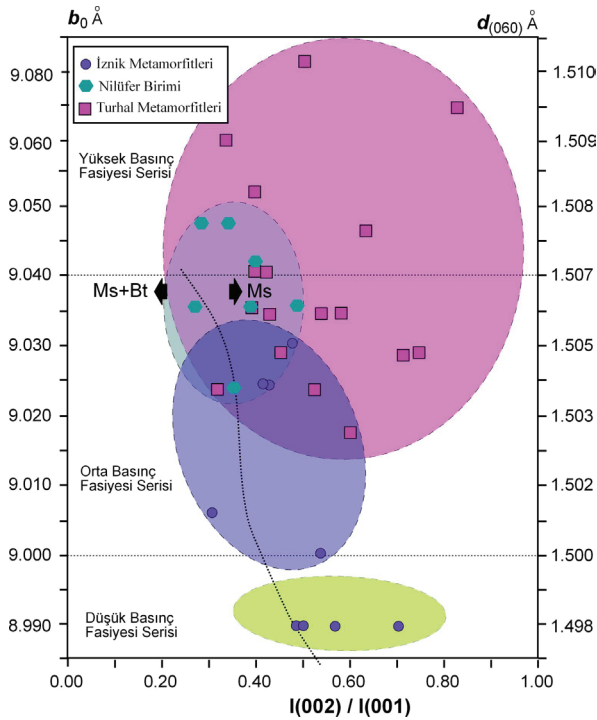
ankimetamorfik dereceli örnekler düşük basınç zonunda gözlenirken epimetamorfik dereceli örnekler ise orta basınç fasiyesi ile uyumlu olarak basınç artışını yansıtmaktadır (Şekil 14b). Diyagramda Nilüfer Birimi ve Turhal Metamorfitleri'ne (Tetiker vd., 2015a, 2015b) değerler incelendiğinde Turhal Metamorfitleri K-mikalarının b_0 değerlerinin yüksek basınç alanına doğru bir yönelim sergilediği gözlenmektedir.

İznik Metamorfitleri'nde $d_{(060)}/b_0$ parametresi ile I(002)/I(001) şiddet oranları arasındaki ilişkiler KB ve Orta KD Anadolu'daki eşdeğerleri de eklenerek Şekil 15'te verilmiştir. Bu diyagrama göre, İznik Metamorfitleri'ne ait illitlerde b_0 değerleri 8,952-9.030 Å (ortalama 8,995 Å) arasında değişmekte olup, Guidotti ve Sassi (1986) tarafından tanımlanan ankimetamorfik dereceli örnekler düşük, epimetamorfik dereceli örnekler orta basınç fasiyesi serisi bölgesinde yer almaktadır. b_0 değerlerinin KB'dan orta KD'ya doğru artan değerlere sahip olduğu ortaya çıkmaktadır.



Şekil 14. a) İznik Metamorfitleri, KB ve orta KD K-mikalarnın KI-I(002)/(001) pik şiddeti oranlarına göre dağılımları, b) K-mikalarda b_0 -KI ilişkisi (Basınç sınırları: Guidotti ve Sassi, 1986).

Figure 14. a) Distribution of İznik Metamorphics, NW and Middle NE according to KI-I(002)/(001) peak intensity ratios of K-mica, b) b_0 -KI relationship in K-micas (Pressure boundaries: Guidotti and Sassi, 1986).



Şekil 15. Armutlu Yarımadası İznik Metamorfite ve eşdeğer birimlere ait K-mikalarda b_0 - $I(002)/I(001)$ ilişkisi (Basınç sınırları Guidotti ve Sassi, 1986; biyotitli ve biyotit içermeyen K-mika arasındaki sınır Bozkaya ve Yalçın, 2004)

Figure 15. Relationship between b_0 - $I(002)/I(001)$ and K-mica from İznik Metamorphics of the Armutlu Peninsula and equivalent units (Pressure boundaries Guidotti and Sassi, 1986; boundary between biotite and non-biotite K-mica Bozkaya and Yalçın, 2004)

İllitlerde yapılan kristalit büyüklükleri ölçümlerinde farklı yöntemler uygulanmıştır. PDXL programı ve Merriman ve diğ. (1990) yöntemleri ile belirlenmiş kristalit büyüklükleri Çizelge 3'te verilmiştir. PDXL programı (Krumm, 1996) yardımıyla İznik Metamorfite'ne ait illitlerin (001) piklerinden itibaren belirlenen kristalit büyüklükleri (CS) 1,72-4,38 Å arasında değişmekte olup, ortalama 2,79 Å'dur.

Çizelge 3. İznik Metamorfite'ne ait kayalarda farklı yöntemlerle belirlenen nm cinsinden kristalit büyüklükleri (CS).

Table 3. Crystallite sizes (CS) in nm determined by different methods in the İznik Metamorphics.

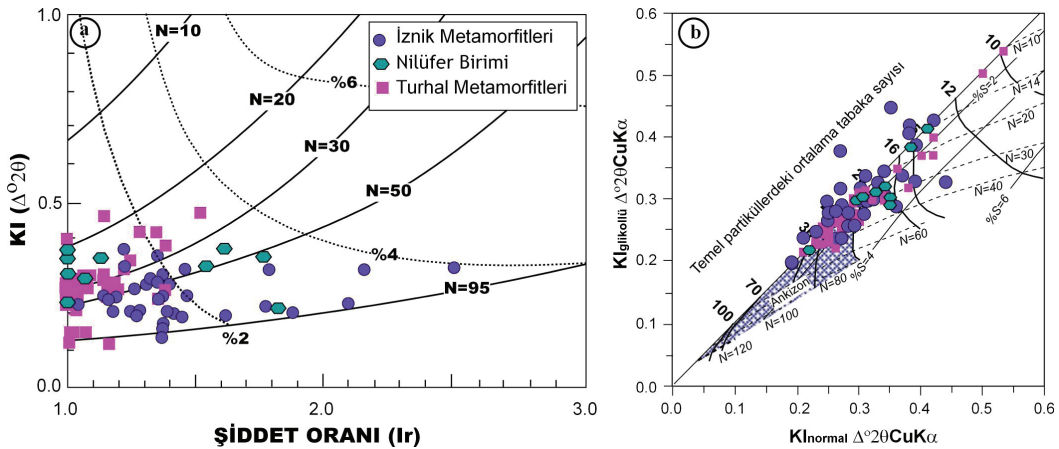
Örnek No	CS (nm)	
	PDXL	Merriman vd (1990)
KİM-1	33	43
-3	28	34
-4	24	29
-6	25	29
-7	33	43
-8	32	39
-9	20	22
-11	31	39
-12	23	26
-13	26	30
-14	22	24
-15	22	24
-16	21	23
-17	24	27
-18	29	35
-19	32	41
-20	27	34
-21	30	37
-22	33	43
-23	27	32
-27	22	24
-28	17	20
-30	39	55
-31	24	28
-32	31	39
-33	27	32
-34	31	39
-36	36	48
-37	44	64
-40	27	32
-41	24	28
-42	31	39
-43	28	34
-45	32	41
-47	29	35
-48	21	24

Merriman vd. (1990) tarafından önerilen formüle ($N001=8,059/\beta$; $\beta=1,038949 \times KI-0,08250323$) göre hesaplanan kristalit büyüklükleri birim için 24-55 nm (ortalama 34 nm) arasında değişmektedir. Her iki yöntemle kristalit büyüklükleri karşılaştırıldığında temsil edilen aralıklar bakımından benzer sonuçlar elde edildiği gözlenmektedir.

Ayrıca her iki yönteme ek olarak Eberl ve Velde (1989) diyagramında (Şekil 16a) illit minerallerinin kristalit büyüklükleri (N) İznic Metamorfitleleri için 25-95 nm arasında değişmektedir. Pik genişlikleri ile pik şiddet oranlarının karşılaştırıldığı diyagramda illitin normal ve glikollü çekimlerde pik şiddet oranı ($I_r = [I(003)/I(001)]_{\text{glikollü çekim}} / [I(003)/I(001)]_{\text{normal çekim}}$); Srodon, 1984) belirlenmiştir. Diyagrama göre birime ait illitlerde genişleyebilen tabaka içerikleri (smektit) çoğunlukla %2'den daha az, bazı örneklerde ise %2-4 arasında değişmektedir. Diyagramda Nilüfer Brimi ve Turhal Metamorfitleleri'ne (Tetiker vd., 2015a ve 2015b)

ait illitlerde genişleyebilen tabaka oranlarının benzer olduğu gözlenmiştir.

İllitlere ait kristalit büyüklüğünün saptanmasında kullanılan diğer bir yöntem ise normal ve glikollü çekimlere ait kristalinite verilerinden itibaren Jaboyedoff vd. (2001) tarafından geliştirilen diyagram yardımıyla belirlenebilmektedir (Şekil 16b). Kristalit büyüklükleri İznic Metamorfitleleri için 14-40 nm arasında olduğu belirlenmiştir. Tüm birimler için genişleyebilen tabaka içerikleri daha çok %2-4; temel partiküllerdeki ortalama tabaka sayısı 14-40 arasındaki bölgede yoğunlaşmaktadır. Bir örnek için genişleyebilen tabaka içeriği %4 den büyük çıkmıştır. İllit kristalinite ve kristalit büyüklükleri arasında pozitif doğrusal bir ilişki bulunmaktadır. Kristalinite değerleri arttıkça illit kristal boyutunun da arttığı da diyagramda ortaya konulmuştur. Ayrıca İznic Metamorfitleleri'nin epizon-ankizon koşullarını temsil ettiği görülmektedir. Nilüfer Brimi ve Turhal Metamorfitleleri'ne ait illitlerin tabaka sayılarının aynı alanda kümelendiği gözlenmektedir.



Şekil 16. a) İznic Metamorfitleleri ve eşdeğer birimlerin illitlerinde $KI-[I(003)/I(001)]_G / [I(003)/I(001)]_N$ diyagramında (Eberl ve Velde, 1989) genişleyebilen tabaka içerikleri (%S) ve kristalit büyüklüğü arasındaki ilişki (nm), **b)** İznic Metamorfitleleri ve eşdeğer birimlerin illitlerinde KI_N-KI_G diyagramında (Jaboyedoff vd., 2001) belirlenen kristalit büyüklükleri ve genişleyebilen tabaka içerikleri (%S).

Figure 16. a) Relationship between expandable layer contents (%S) and crystallite size in illites in $KI-[I(003)/I(001)]_G / [I(003)/I(001)]_N$ diagram of İznic Metamorphics and equivalent units (nm) (Eberl and Velde, 1989), **b)** Crystallite sizes and expandable layer contents (%S) determined in the KI_N-KI_G diagram in illites of the İznic Metamorphics and equivalent units (Jaboyedoff et al., 2001).

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Armutlu Yarımadası'nda Alt Karakaya Birimini (Okay ve Göncüoğlu, 2004) temsil eden İznik Metamorfizmaları yeşilşist fasiyesinde (muskovit şist, aktinolit şist, fillit, sleyt, metakumtaşı), magmatik (metabazalt, metatüf, metagabro, metadiyabaz) ve karbonat (mermer) litolojisine sahip kaya türleri içermektedir.

Kuzeybatı Anadolu'nun bazı kesimlerinde Alt Karakaya Karmaşığı'nın genel olarak yeşilşist fasiyesinde metamorfizm geçirdiği, bununla birlikte amfibolit, mavişist ve eklojit fasiyeslerine ulaştığı bildirilmiştir (Okay ve Monie 1997; Okay vd., 2002; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Tetiker vd., 2015a). Yaklaşan kıta kenarları (yitim zonu) boyunca gelişen mavişist fasiyesi düşük-sıcaklık (100-250 °C) ve yüksek-basınç (4-9 kb), diğer bir ifadeyle gömülme metamorfizmasının karakteristiğidir (Ehlers ve Blatt, 1982). Sakarya Zonu içerisinde KB ve Orta KD Anadolu'da AKK-AB'nde (Nilüfer birimi ve Tokat masifi) mavişist metamorfizmasını işaret eden glokofan mineralleri tanımlanmıştır (Tetiker vd., 2015a). Bu çalışmada İznik Metamorfizmaları'ne ait mavişist fasiyesine ait kaya seviyeleri saptanmamıştır. KB Anadolu (Nilüfer Birimi) ve orta Kuzeydoğu Anadolu'da (Turhal Metamorfizmaları) şistlerinde indeks mineral türlerinden stilpnomelan ve paragonit mineral parajenezleri (Tetiker vd., 2015a), İznik Metamorfizmaları'nin sleyt ve şist türü kayalarında da saptanmıştır.

Sakarya Zonu içerisinde yaş verilerinin sınırlı olduğu ve Paleotetis okyanusuna ait olup ofiyoliti temsil eden metabazitler içerisinde serpentinleşmiş ultramafik kaya ve gabrolardan oluşan çizgisel kuşağın (Genç, 1987 ve 1992; Okay vd., 1990; Genç ve Yılmaz, 1995; Okay vd., 1991; Okay ve Göncüoğlu, 2004) varlığından bahsedilmektedir. Bu çalışmada Armutlu Yarımadası Bursa-İznik ilçesi İhsaniye köyü civarında Alt Karakaya Karmaşığı'nı temsil eden İznik Metamorfizmaları'nin üst seviyelerinde metagabro türü kayalar

tanımlanmıştır. Olasılıkla bu seviyeler diğer çalışmalarda bahsedilen tektonik dilimlerin kalıntıları olduğu düşünülebilir. Benzer şekilde Tokat Masifi içerisinde Turhal Metamorfizmaları'nde Alt Karakaya'nın üst kesimlerinde de metagabro türü kayalar tanımlanmıştır (Tetiker vd., 2015a).

Sunulan çalışmadan elde edilen bulgulara göre; İznik Metamorfizmaları'nin çoğunlukla epizonal yeşilşist fasiyesinde ve kısmen ankizonal klorit-mika istifli metakumtaşları olarak tanımlanan iki farklı fasiyesi temsil eden kaya gruplarına ayırt edilebilir. Tektonik dilimler halinde bulunduğu düşünülen seviyelerin daha önce KB ve Orta KD Anadolu'da yapılan **çalışmalarla** denetirildiğinde (Federici vd., 2010) Alt Karakaya'nın üst bölümü (AKK-UB, Tetiker vd., 2015a) ile uyumlu sonuçlar elde edilmiştir.

İznik Metamorfizmaları'ne ait sleytler belirgin yönlenme ve klivaj düzlemlerine sahip olup, ana bileşenlerini pulsu yer yer ince taneli mikamsı serisitler oluşturmakta ve bunlara yer yer belirli miktarda ince taneli klorit, az miktarda da olsa silt ve kum boyu kuvars ve feldispat taneleri eşlik etmektedir. Bazı sleyt seviyeleri bol miktarda hematit ve karbonat mineralleri içermektedir. Ayrıca matrikste lifsel tremolit/aktinolitlerin yanında, tabakalanma düzlemlerine dağınık gelişmiş stilpnomelan oluşumları da bulunmaktadır. Sleytlerde paragonit minerali de ortaya çıkmaktadır. İnce taneli sleytler; ilksel tabakalanma (S_0) düzlemlerine paralel veya yaklaşık dik konumlu (S_1) sleyt klivajı gelişimlerinin yanı sıra, buruşma kıvrım ve dilinimlerinin (buruşma tipi sleyt klivajı; Kisch, 1991) yaygın olduğu, yer yer zik-zaklı bir görünüm sunmaktadır. Sırasıyla iki evreye karşılık gelen bu dokusal özellikler gömülme metamorfizması (başlangıç metamorfizması: Kisch, 1983) ve bölgesel metamorfizmanın karakteristikleri biçiminde değerlendirilmiştir. İznik Metamorfizmaları (meta-)kumtaşlarında zirkon, turmalin, apatit, amfibol, piroksen, mika, kromit, hematit ve götit mineralleri belirlenmiştir. Bu minerallerin hem

bazik hem de asidik magmatik kayalardan türediği sonucuna varılmıştır. İznic Metamorfitlerin'de bazik magmatitlerin bulunduğu düşünülürse, asidik bileşenlerin daha yaşlı temel kayalardan taşındığı ileri sürülebilir.

Metaklastik kayalarda (çoğunlukla metakumtaşı, az sleyt) yaygın olarak mika mineralleri (klorit-muskovit, klorit-biyotit ve biyotit-moskovit) arasında bazı kenetlenme türü dokusal özellikler gözlenmiştir. Klorit-mika istifleri (chlorite-mica stacks) olarak adlandırılan (Voll, 1960; Craig vd., 1982; Krinsley vd., 1983) bu oluşumlar; klivaj fabriğinin ileri aşamasının karakteristik özelliklerinden birisi olarak yorumlanmıştır (Kisch, 1991). Bunlar; klorit-mika kenetlenmesi şeklindeki iri mikalar (Williams, 1972); iç içe büyümeler sonucu gelişen “beyaz mika-klorit kenetlenmeleri” (Holeywell ve Tullis, 1975); klorit-mika agregatları (Van der Pluijm ve Kars-Sijpesteijn, 1984); klorit-mika veya klorit-muskovit agregatları (Hoeppener, 1956; Weber vd., 1976); klorit-mika porfiroblastları (Roy, 1978; Weber, 1981; Woodland, 1985); klorit-mika breşik taneleri veya klorit-muskovit birleşik porfiroblastları (Woodland, 1982); tarafından klorit fiçaları (chlorites en tonnelets: veya klorit bademleri (chlorites en amandes) (Pique ve Wybrecht, 1987) biçiminde adlandırılmıştır. Klorit-mika istifleri için otijenik ve/veya neoformasyon (Hoeppener, 1956; Pye ve Krinsley, 1983), tektonizm öncesi smektitik killerin mimetik ornatılması (Craig vd., 1982; Woodland, 1982 ve 1985) ve metamorfizm sırasındaki deformasyon (Attlewell ve Taylor, 1969; Weber, 1981) gibi çeşitli köken ve mekanizmalar ile birlikte, detritik mikalardan itibaren geliştiği de belirtilmiştir (Voll, 1960; Beutner, 1978; Roy, 1978; Van der Pluijm ve Kaars-Sijpesteijn, 1984; White vd., 1985; Dimberline, 1986; Morad, 1986; Piqué ve Wybrecht, 1987; Milodowski ve Zalasiewicz, 1991). İznic Metamorfitleri'nde mika istiflerinde biyotit veya kloritleşmiş biyotitin varlığı; bunların detritik ve/veya volkanik kökenli

mikalardan türemiş olabileceğini göstermektedir. Gerilmeli havzaların karakteristiği olarak bilinen mika istifleri (Merriman, 2005); KB ve Orta KD Anadolu Karakaya Karmaşığı birimlerinde de saptanmıştır (Tetiker vd., 2015a).

İznic Metamorfitleri kayaları KB ve Orta KD Anadolu'daki eşdeğerleri ile mineralojik göstergeler bir korelasyon diyagramında karşılaştırılmıştır (Şekil 17). KI'nin ortalama değerleri İznic Metamorfitleri için epizon kısmen ankizon bölgesini işaret etmektedir. b_0 değerlerine göre İznic Metamorfitleri düşük-orta basınç sınırında yer almaktadır. İznic Metamorfitleri illitlerinde $2M_1$ ve $2M_{1+1}M$ politipinin egemen olması illitlerin yer yer ideal fenjit bileşimini yansıtan yüksek sıcaklık değerlerinde gerçekleşen metamorfizmanın varlığıyla uyumluluk sergilemektedir. Bu veriler birimin eşdeğerleri olan Nilüfer Birimi ve Turhal Metamorfitleri'nin eşdeğer seviyeleri uyumlu olduğunu ortaya koymaktadır.

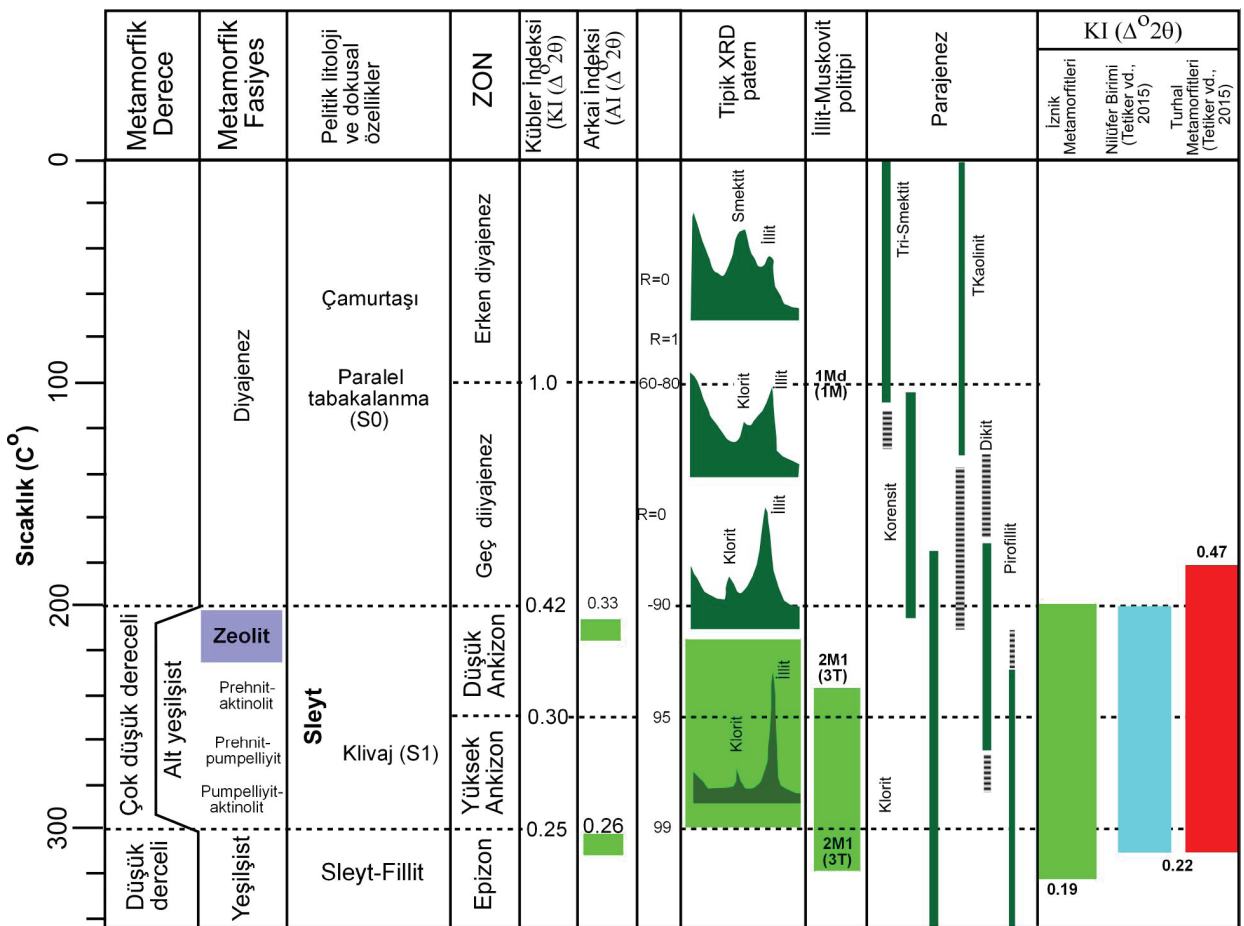
Alt Karakaya birimlerinde alttan üste doğru kil mineral tür ve bolluklarındaki farklılıklar ve/veya düzensizlikler, progresif bir diyajenez/metamorfizmadan ziyade; birimlerin kendi içerisinde düzenli bir istif sunmayıp melanaj (karışık) özelliğinde olması ile ilişkilidir. Ayrıca; bu dağılım detritik beslenme, volkanik aktivite ve derinsel bozuşma ve/veya yüzeysel bozunma süreçleri ile de denetlenmiştir.

KB, Orta KD Anadolu ve Armutlu Yarımadası Alt Karakaya Karmaşığı birimlerinin (İznic Metamorfitleri, Nilüfer Birimi, Turhal Metamorfitleri) illit/beyaz K-mikalarda b_0 değerlerine karşı kümülatif frekans dağılımları tipik bölgesel metamorfik alanlar (Sassi ve Scolari, 1974) eklenerek Şekil 18'de verilmiştir. İznic Metamorfitleri KB ve orta KD Anadolu'da ki eşdeğerlerinden (Tetiker vd., 2015a) daha düşük basınç değerlerini temsil etmekle birlikte, birim Bosost tipi metamorfizm ile düşük basınç-orta sıcaklık fasiyesi ve N.New Hampshire tipi olarak

bilinen orta basınç-yüksek sıcaklık fasiyesine karşılık gelen bir yönelimin varlığına işaret etmektedir. Bu sonuçlar Federici vd. (2010) çalışmasında da belirtildiği üzere Sakarya Kıtası'nın batısından doğuya doğru artan paleotermal koşullarla ilişkili olabilir.

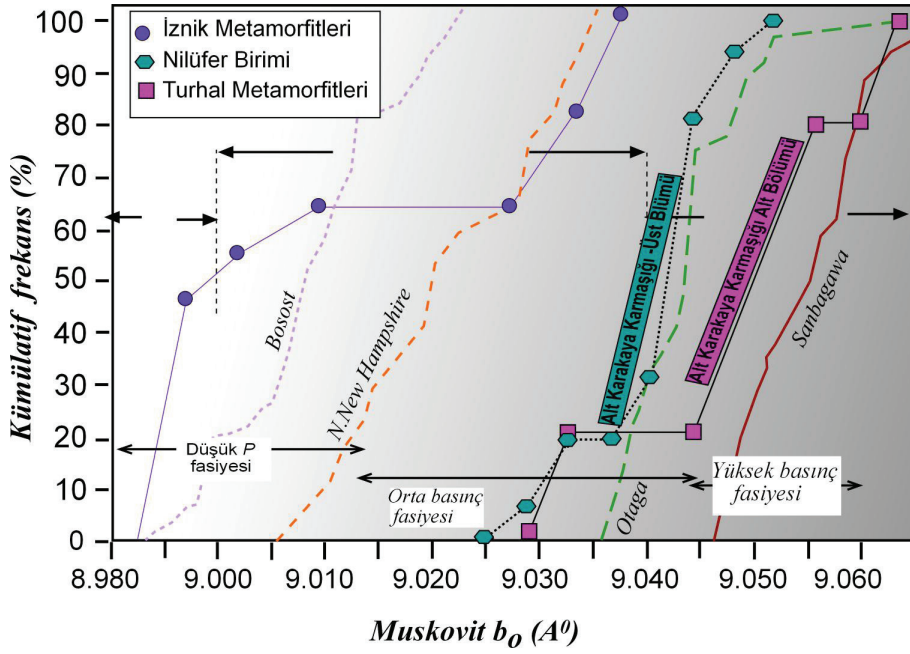
Sakarya Kompozit Birliği içinde yer alan Karakaya Karmaşığı birimleri için kabul edilen yitim-eklenme modelinde P-T evrimi Alt

Karakaya Karmaşığı için mineral parajenezleri, petrografik özellikler, Raman Spektrometre (RS) ve KI indeks verileri sonucunda 300 ile 500°C arasındaki sıcaklık ve 3-12 kbar arasında basınç değerleri belirlenmiştir (Rojay ve Göncüoğlu, 1997; Yılmaz vd., 1997; Yılmaz ve Yılmaz, 2004; Federici vd., 2010; Tetiker vd., 2015a ve 2015b). İznik Metamorfitleri'nde elde edilen petrografik ve kristal kimyasal veriler birimin alt yeşilist fasiyesi metamorfizmasına uğradığını ortaya koymaktadır.



Şekil 17. KB, Orta KD ve Armutlu Yarımadası Alt Karakaya Karmaşığı birimlerinin metamorfik derece, fasiyes, zon ve kristal kimyasal verilerinin korelasyon diyagramı (Merriman ve Peacor, 1999; Merriman ve Frey, 1999).

Figure 17. Correlation diagram of metamorphic grade, facies, zone and crystal chemical data for NW, Middle NE and Armutlu Peninsula Lower Karakaya Complex units (Merriman and Peacor, 1999; Merriman and Frey, 1999).



Şekil 18. KB, Orta KD ve Armutlu Yarımadası Alt Karakaya Karmaşığı birimlerinin illit/beyaz K-mikalarında b_0 değerlerine karşı kümülatif frekans dağılımı (Bölgesel metamorfik alanlar: Sassi ve Scolari, 1974).

Figure 18. Cumulative frequency distribution versus b_0 values in illite/white K-mica units of NW, Middle NE and Armutlu Peninsula Lower Karakaya Complex units (Regional metamorphic areas: Sassi and Scolari, 1974).

Tektonik ortamların ayırt edilmesinde kullanılan en yaygın mineralojik ölçütler; dokusal özellikler, mineral parajenezleri ve b_0 değerleridir (Merriman, 2005). İznic Metamorfitleri K-mika b_0 parametresi değerleri 8,964-9,030 Å arasındadır. Kil mineral parajenezleri çoğunlukla klorit, kısmen klorit+illit bileşimindedir. Bu sonuçlar çoğunlukla düşük-orta basınç fasiyesine karşılık gelmekte; diğer taraftan İznic Metamorfitleri'nin üst kesimlerindeki şist ve metaklastitlerde gözlenen yaygın klorit-mika istifleri, ayrıca, yüksek ısı akısını işaret eden indeks metamorfik mineraller (paragonit, stilpnomelan) aynı zamanda gerilmeli basenleri temsil etmektedir (Örneğin; Milodowski ve Zalasiewicz, 1991; Bozkaya ve Yalçın, 2007; Tetiker vd., 2015a).

Karakaya Karmaşığının termal evriminin Permo-Triyas yaşlı yitim süreçlerinden daha fazla etkilendiği ancak Alpin olaylarından fazla etkilenmediğini belirtilmiştir (Federici vd., 2010).

Sakarya Zonu içerisinde Alt Karakaya Karmaşığı (LKC) için dokusal özellikler, mineral birliktelikleri, kil/fillosilikat dönüşümleri, indeks mineraller, mineral parajenezleri ve kristal kimyasal verilerinin bu birimlerin sıkışmalı bir havzada yüksek basınç/düşük sıcaklık koşullarına işaret ettiği belirtilmiştir (Okay ve Monie 1997; Rojay ve Goncuoğlu 1997; Okay vd., 2002; Tetiker vd., 2009a, 2009b, 2015; Federici vd., 2010). Bu çalışmada elde edilen dokusal, mineralojik ve kristal kimyasal veriler İznic Metamorfitleri'nin Tetiker vd. (2015a) çalışmasında da belirtilen açılmalı bir havzada yüksek ısı akışından etkilenen düşük-orta basınç/ sıcaklık koşullarında Alt yeşilist fasiyesinde metamorfizma koşullarını işaret etmektedir. Elde edilen bulgular İznic Metamorfitleri'nin Tetiker vd., (2015a)'de yapılmış oldukları çalışmada Alt Karakaya Karmaşığı'nın üst bölümüne (AKK-UB) karşılık geldiği şekilde değerlendirilmiştir.

EXTENDED SUMMARY

In the İznik Metamorphics, that represent the Lower Karakaya Unit of the Karakaya Complex in the Armutlu Peninsula, the lower levels consist of rock types corresponding to schist facies (muscovite schist, actinolite schist), while the upper levels consist of rock types corresponding to greenstone facies (phyllite, slate, metasandstone, metabasalt, meta-tuff, metagabbro, marble). According to the results of this study, in the İznik Metamorphics, rock groups with three different facies (greenstone, metasandstones with anchizonal chlorite-mica stacks, and metagabbro) are found in the form of tectonic slices. In the units representing the İznik Metamorphics, carbonate (calcite, dolomite), quartz, feldspar, phyllosilicate (chlorite, illite, smectite, kaolinite, serpentinite, stilpnomelane, paragonite, and mixed-layer C-V, I-V, I-C), pyroxene, amphibole, natrolite, hematite, and goethite minerals were identified. Intergrowth-type textures like schist in the upper parts of the İznik Metamorphics and abundant chlorite-mica stacks observed especially in the meta-clastic rocks reflect the characteristics of the basin.

These formations, known as chlorite-mica stacks (Voll, 1960; Craig et al. 1982; Krinsley et al. 1983), were interpreted as one of the characteristic properties of the advanced stage of cleavage development (Kisch, 1991). The presence of biotite or chloritized biotite in mica stacks in the İznik Metamorphics shows that they may have originated from clastic and/or volcanic micas. Mica stacks that are characteristic of extensional basins (Merriman, 2005) were also found abundantly in units in the Taurus and Sakarya Zones (Bozkaya and Yalçın, 2000, 2004, 2005; Bozkaya et al. 2002, 2006; Tetiker et al. 2015a, 2015b). Additionally, index metamorphic minerals (paragonite, stilpnomelane, tremolite-actinolite, chlorite), which indicate high heat flux in the ambient environment, are also encountered. Due to Mg-rich interstitial solutions in early

diagenesis, irregular chlorites are exposed to positive transformation. Chlorites that form during early diagenesis are usually Fe-rich, their Mg contents increase with increased depth during further diagenesis-metamorphism (Ahn and Peacor, 1985). Chlorites become more regular and stable from late diagenesis to epimetamorphism. The presence of chlorite + illite is a characteristic of metamorphic series. In the İznik Metamorphics on the Armutlu Peninsula, chlorites have a neoformation origin as pore-filling material. Blue schists and greenstones within these rocks have platy morphologies in filler material and platy and/or needle-like morphologies with blue-brown interference colors in the matrix and pores. In the Lower Karakaya Unit (İznik) in the Armutlu Peninsula, kaolinite in the upper levels (or probably dickite) is seen, especially in two levels containing goethite (metabasite and metasandstone). Fe-oxide/oxyhydroxide minerals seen alongside kaolinites (hematite and goethite) are associated with the erosion and/or weathering occurring after metamorphism.

The KI values in the İznik Metamorphics vary in the range of 0.19-0.41 $\Delta^{\circ}2\theta$ (mean: 0.25 $\Delta^{\circ}2\theta$), and according to these results, the unit displays mostly epimetamorphic and highly anchimetamorphic grade. The crystallinity data of chlorites revealed AI values in the range of 0.26-0.32 $\Delta^{\circ}2\theta$ (mean: 0.29 $\Delta^{\circ}2\theta$). According to these results, as with the illite minerals, chlorites are within the highly anchimetamorphic zone. Clay mineral parageneses are composed mostly of illite and partially of chlorite + illite. The paragenesis of $1M+2M_1$ was identified for slate and phyllite rocks in the İznik Metamorphics in the Armutlu Peninsula. While $2M_1$ and $1M$ illite minerals are abundant in very low-grade metamorphic rocks, as the degree of metamorphism increases, the percentage ratio of $2M_1/(2M_1 + 1M)$ also increases (Frey, 1987; Merriman and Frey, 1999). $1M$ illite minerals are associated with igneous (most likely volcanogenic) materials (Merriman and Roberts,


1985). The b_0 parameter values of K-micas in the lower Karakaya units were in the range of 8.964-9.030 Å. The İznik Metamorphics have a trend of transitioning from low-pressure facies to medium-pressure facies, and they correspond to Otago Barrovian-type metamorphism, N. New Hampshire low-pressure and medium-temperature facies, and medium-pressure and high-temperature facies, known as the Bosost type.

When the mineral parageneses and texture properties in the unit are considered together, they are compatible with an accretionary prism environment in greenschist facies (Milodowski and Zalasiewicz, 1991; Bozkaya and Yalçın, 2007; Federici et al., 2010; Tetiker et al., 2015; Ellero et al., 2021). If the lithological, mineralogical, and crystal-chemical parameter data (crystallinity, polytypes, and b_0) of the İznik Metamorphics in the Lower Karakaya Complex are correlated with the data of equivalent units located in northwestern and central-northeastern Anatolia (Nilüfer Unit and Turhal Metamorphics), they indicate diagenesis-metamorphism conditions reaching lower greenschist facies corresponding to the upper unit of the Lower Karakaya Complex.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TÜBİTAK 116Y387 nolu proje kapsamında hazırlanmıştır. Çalışmada bilimsel katkı ve desteklerinden dolayı Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Prof. Dr. Hüseyin YALÇIN'a, arazi çalışmalarındaki yardımından dolayı Alpaslan TETİKER'e, editör ve değerli hakemlere katkılarından dolayı teşekkürü bir borç bilirim.

ORCID

Sema Tetiker  <https://orcid.org/0000-0001-5158-7364>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Adamia, S. A., Lordkipanidze, M. B. & Zakariadze, G. S. (1977). Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics*, 40, 183-189.
- Ahn, J. & Peacor, D. R. (1985). Transmission electron microscopic study of diagenetic chlorite in Gulf Coast argillaceous sediments. *Clays and Clay Minerals*, 33(3), 228-236.
- Akartuna, M. (1968). Armutlu Yarımadası'nın jeolojisi. *İÜ Fen Fakültesi Monografileri*, 20, 105 s.
- Aksay, A., Pehlivan, S., Gedik, I., Bilginer, E., Duru, M., Akbaş, B. ve Altun, I. (2002). 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Zonguldak Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Árkai, P. (1991). Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 723-734.
- Árkai, P. (2002). Phyllosilicates in very low-grade metamorphism: Transformation to micas. In A. Mottana, F. P. Sassi, J. B. Thompson, Jr. ve S. Guggenheim, (Eds.), *Micas: Crystal Chemistry and Metamorphic Petrology*, 46, (p.: 463-478). Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, Chantilly, Virginia.
- Attlewell, P. & Taylor, R. K. (1969). A microtextural interpretation of a Welsh slate. *International Journal of Mechanics and Mining Sciences*, 6, 423-443.
- Beutner, E. C. (1978). Slaty cleavage and related strain in Martinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. *American Journal of Science*, 278, 1-23.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B. (1975). Biga Yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri (s.70-77), Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü.
- Bozkaya, Ö., Gürsu, S. & 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.
- Bozkaya, Ö. & Yalçın, H. (2000). Very low-grade metamorphism of Upper Paleozoic-Lower Mesozoic sedimentary rocks related to sedimentary burial and thrusting in Central Taurus Belt, Konya, Turkey. *International Geology Review*, 42, 353-367.
- Bozkaya, Ö. & Yalçın, H. (2004). Diagenetic to low-grade metamorphic evolution of clay mineral assemblages in Palaeozoic to early Mesozoic rocks of the Eastern Taurides, Turkey. *Clay Minerals*, 39, 481-500.
- Bozkaya, Ö. & Yalçın, H. (2005). Diagenesis and very low-grade metamorphism of the Antalya Unit: mineralogical evidence of Triassic rifting, Alanya-Gazipaşa, Central Taurus Belt, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 109-119.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 2007. X-Işını difraktogramlarında kil minerallerinin karmaşık piklerinin çözülmesi: Türkiye'den örnekler. M. Kuşcu, O. Cengiz, E. Şener (Ed.ler), 13. *Kil Sempozyumu, Bildiriler Kitabı*, (s. 16-31).
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H. & Göncüoğlu, M. C. (2002). Mineralogic and organic responses to the stratigraphic irregularities: An example from the Lower Paleozoic very low-grade metamorphic units of the Eastern Taurus Autochthon, Turkey. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 82, 355-373.
- Brindley, G. W. (1980). Quantitative x-ray mineral analysis of clays. In G.W. Brindley, G. Brown (Eds.), *Crystal structures of Clay Minerals and their X-ray Identification (Mineralogical Society, London)*, 411-438.
- Brinkmann, R. (1966). Geotektonische Gliederung von Westanatolien. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 603-618.
- Brinkmann, R. (1971). *The Geology of western Anatolia: The Geology and History of Turkey*. Chambell, 171-190.
- Craig, J., Fitches, W. R. & Maltman, A. J. (1982). Chlorite-mica stacks in low-strain rocks from Central Wales. *Geological Magazine*, 119, 243-256.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geysant, V., Lapurier, C., Perhersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphall, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. & Biju-Duval, B. (1986). Geological Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Liassic. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Dimberline, A. J. (1986). Electron microscope and microprobe analysis of chlorite-mica stacks in the Wenlock turbidites, Mid Wales, UK. *Geological Magazine*, 123, 299-306.
- Eberl, D.D. ve Velde, B., 1989. Beyond the Kübler index. *Clay Minerals*, 24, 571-577.
- Ehlers, E.G. & Blatt, H. (1982). *Petrology: Igneous, Sedimentary and metamorphic*. W. H. Freeman and Company. USA.
- Ellero A., Frassi, C., Göncüoğlu, M. C., Lezzerini, M., Marroni, M., Ottria, G., Pandolfi, L., Sayit, K. & Tamponi, M. (2021). Geological, Structural and Mineralogical Approach to Investigate the Evolution of Low- and very Low-Grade Metamorphic Units from the Intra-Pontide Suture Zone, Central Pontides, Turkey. *Journal of Earth Science*, 32(6), 1512-1527.
- Elmas, A. & Yiğitbaş, E. (2001). Ophiolite emplacement by strike-slip tectonics between the Pontide Zone and the Sakarya Zone in northwestern Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 90(2), 257-269.
- Elmas, A. & Yiğitbaş, E. (2005). Comment on "Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey" by Robertson and Ustaömer. Discussion. *Tectonophysics*, 405, 213 – 221. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.007>
- Federici, I., Cavazza, W., Okay, A. I., Beysac, O., Zattin, M., Corrado, Z. & Dellisanti, F. (2010). Thermal Evolution of the Permo-Triassic Karakaya Subduction-accretion Complex between the Biga Peninsula and the Tokat Massif (Anatolia). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19, 409-429. <https://doi.org/10.3906/yer-0910-39>
- Frey, M. (1987). Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. *In Low Temperature Metamorphism*, Glasgow, 9-58.

- Genç, Ş. C. (1987). *Geology of the Region Between Uludağ and İznik Lake: Guidebook and Field Guide Along Western Anatolia, Turkey*. Mineral Research and Exploration Institute Publication, 19-25.
- Genç, Ş. C. (1992). *Geology of the Bursa region*. International Symposium on the Geology of Black Sea Region. Guide Book, 22-24.
- Genç, Ş. C. & Yılmaz, Y. (1995). Evolution of the Triassic continental margin, Northwest Anatolia. *Tectonophysics*, 243, 193-207.
- Göncüoğlu, M.C., Erendil, M., Tekeli, O., Ürgün, B.M., Aksay, A. ve Kuşçu, İ. (1986). *Armutlu Yarımadasının doğu kesiminin jeolojisi* (Rapor no: 7786). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş., Özcan, A. ve Işık, A. (1996). *Orta Sakarya'da Nallıhan Sarıcakaya Arasındaki Yapısal Birliklerin Jeolojik Özellikleri* [Rapor no: 10094]. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Göncüoğlu, M. C., Dirik, K. & Kozlu, H. (1997). General characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales Geologique de Pays Hellenique*, 37, 515-536.
- Göncüoğlu, M. C., Erendil, M., Tekeli, O., Aksay, A., Kuşçu, İ. & Ürgün, B. (1987). *Geology of the Armutlu Peninsula*. IGCP Project 5, Guide Book. Field Excursion along W-Anatolia, 12-18.
- Göncüoğlu, M. C., Erendil, M., Tekeli, O., Aksay, A., Kuşçu, A. & Ürgün, B. (1992). *Introduction to the geology of the Armutlu Peninsula*. ISGB-92, Guide Book, 26-36.
- Guggenheim, S., Bain, D. C., Bergaya, F., Brigatty, M. F., Drits, A., Eberl, D. D., Formoso M. L. L., Galan, E., Merriman, R. J., Peacor, D. R., Stanjek, H. & Watanabe T. (2002). Report of the AIPEA nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the "Crystallinity Index". *Clay Minerals*, 37, 389-393.
- Guidotti, C.V. & Sassi, F. P. (1986). Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b0 data from low-grade metapelites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 153, 363-380.
- Hoepfner, R. (1956). Zur Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. *Geologische Rundschau*, 45, 247-283.
- Holeywel, R. C. & Tullis, T. E. (1975). Mineral reorientation and slaty cleavage in the Martinsburg Formation, Lehigh Gap, Pennsylvania. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1269-1304.
- Hunziker, J. C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R. D., Fredrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggviler, P. & Schwander, H. (1986). The evolution of illite to muscovite. Mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 157-180.
- J.C.P.D.S. (1990). *Powder Diffraction File. Alphabetical Indexes Inorganic Phases*. USA: Swarthmore.
- Jaboyedoff, M., Bussy, F., Kübler, B. & Thelin, P.H. (2001). Illite "crystallinity" revisited. *Clays and Clay Minerals*, 49, 156-167.
- Kandemir, Ö., Pehlivan, Ş., Kanar, F., Tok, T. & Çakır, K., 2014. *1:100 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Bursa-H23 Paftası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdüleri Dairesi. Ankara.
- Kaya, O. (1977). Gemlik – Orhangazi alanının Paleozoyik temel yapısına yaklaşım. *Yerbilimleri, Hacettepe Üniversitesi*, 3(1/2) 115-118.
- Kisch, H. J. (1983). Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) in clastic rocks. In G. Larsen, & G.V. Chilingar, (Eds.), *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*, 2 (pp. 289-493 & 513-541). Elsevier, Amsterdam.
- Kisch, H. J. (1991). Development of slaty cleavage and degree of vey-low-grade metamorphism: a review. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 735-750.
- Krinsley, D. H., Pye, K. & Kearsley, A. T. (1983). Application of backscattered electron microscopy in shale petrology. *Geological Magazine*, 120, 109-114.
- Krumm, S. (1996). WINFIT 1.2: version of November 1996 (The Erlangen geological and mineralogical software collection) of WINFIT 1.0: a public domain program for interactive profile-analysis

- under WINDOWS. XIII Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Praha, 1994. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, 38, 253-261.
- Krushensky, R., Akçay, Y. & Karaege, E., 1980. Geology of the Karalar-Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey. *Bulletin of the United States Geological and Geographical Survey*, 1461, 1-72.
- Kübler, B. (1968). Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bulletin-Centre de Recherches Pau-SNPA*, 2, 385-397.
- Kübler B. (1984). Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In M. Lagache (Ed.), *Thermobarométrie et Barométrie Géologiques* (pp. 489-596). Societe de Francais Minéralogie et Cristallographie, Paris (in French).
- Merriman, R. J. (2005). Clay minerals and sedimentary basin history. *European Journal of Mineralogy*, 17, 7-20.
- Merriman, R. J. & Peacor, D. R. (1999). Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. In M. Frey & D. Robinson (Eds.), *Low-grade metamorphism* (pp. 10-60). Oxford: Blackwell Science
- Merriman, R. J. & Frey, M. (1999). Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: M. Frey, D. Robinson (Eds.), *Low-Grade Metamorphism* (pp. 61-107). Blackwell Science.
- Merriman, R. J. & Roberts, B. (1985). A survey of white mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Llyn, North Wales. *Mineralogical Magazine*, 49(3), 305-319.
- Merriman, R. J., Roberts, B. & Peacor, D. R. (1990). A transmission electron microscopy study of white mica crystallite size distribution in a mudstone to slate transitional sequence, North Wales, UK. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106, 27-44.
- Meunier, A., Velde, B. & Zalba, P. (2004). Illite K-Ar and crystal growth processes in diagenetic environments: a critical review. *Terra Nova*, 16, 296-304.
- Milodowski, A.E. & Zalasiewicz, J. A. (1991). The origin, sedimentary, diagenetic and metamorphic evolution of chlorite-mica stacks in Llandoverly sediments of central Wales, UK. *Geological Magazine*, 128, 263-278.
- Morad, S. (1986). Mica-chlorite intergrowths in very low-grade metamorphic sedimentary rocks from Norway. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 154, 271-287.
- Okay, A. İ. (1984). Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. *Geological Society, London, Special Publications*, 17, 455-466.
- Okay, A. İ. (1989a). *Edremit-Balya-Manyas arasındaki jeolojisi ve Jeotektoniği* (Rapor No:2657). TPAO Arama Grubu.
- Okay, A. İ. (1989b). Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In A.M.C. Şengör, (Ed.), *Tectonic Evolution of the Tethyan Region* (pp. 109-115). Kluwer Academic Publications, Dordrecht.
- Okay, A. İ. (2000). Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau. In E. Bozkurt, J. A. Winchester, J. D. A. & Piper (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* (pp. 25-41). *Geological Society, London, Special Publications*, 173.
- Okay, A.İ. & Monié, P. (1997). Early Mesozoic subduction in the Eastern Mediterranean: evidence from Triassic eclogite in Northwest Turkey. *Geology*, 25, 595-598.
- Okay, A. İ. Siyako, M. & Bürkan, K.A. (1991). Geology and Tectonic evolution of the Biga Peninsula, NW Turkey. *Bulletin of the Technical University of İstanbul*, 44, 191-256.
- Okay, A. İ. & Gönçüoğlu, M. C. (2004). The Karakaya Complex: A Review of Data and Concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 77-95.
- Okay, A.İ., Siyako, M. ve Bürkan, K. A. (1990). Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2(1), 83-121.
- Okay, A. İ., Monod, O. & Monie, P. (2002). Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. *Lithos*, 64, 155-178.
- Okay, A.I., Satır, M., Zattin, M., Cavazza, W. & Topuz, G. (2008). An Oligocene ductile strike-slip shear zone: the Uludağ Massif, northwest Turkey

- implication for the westward translation of Anatolia. *Geological Society of American Bulletin* 120, 893–911.
- Pique, A. & Wybrecht, E. (1987). Origine des chlorites de l'épizone héritage et cristallisation synschisteuse. Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. *Bulletin de Minéralogie*, 110, 665-682.
- Pye, K. & Krinsley, D. H. (1983). Inter-layered clay stacks in Jurassic shales. *Nature*, 304, 618-620.
- Robertson, A. H. F. & Dixon, J. E. (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: J.E. Dixon, & A.H.F. Robertson, (Eds.) *The Geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society, London, *Special publications*, 17, 1-74.
- Robertson, A.H.F. & Ustaömer, T. (2004). Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey. *Tectonophysics*, 381, 175–209.
- Rojay, B. & Göncüoğlu, M. C. (1997). Tectonic setting of some pre-Liassic low grade metamorphics in northern Anatolia. *Yerbilimleri*, 19, 109-350.
- Roy, A. B. (1978). Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: a study from the Hunsrückschiefer. *Bulletin of Geological Society of America*, 89, 1775-1785.
- Sassi, F.P. & Scolari, A. (1974). The b₀ value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45, 143-152.
- Srodon, J. (1984). X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*, 32, 337-349.
- Stampfli, G. M. (2000). Tethyan oceans. In E. Bozkurt, J. A. Winchester, J. D. A. & Piper (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area* (pp. 163–185). Geological Society, London, *Special Publications*, 173.
- Şengör, A. M. C. (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society of London*, 136, 269-282.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. & Şaroğlu, F. (1985). Strike-Slip Faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *The Society of Economic Paleontologist and Mineralogist*, 227-262. <https://doi.org/10.2110/pec.85.37.0211>
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90275-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90275-4)
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. & Sungurlu, O. (1984). Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys. In J. E. Dixon, & A.H.F. Robertson (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (pp. 77-1112). Geological Society, London, *Special Publications*, 17.
- Tekeli, O. (1981). Subduction complex of pre-Jurassic age, Northern Anatolia, Turkey. *Geology*, 9, 68-72.
- Tetiker, S., Yalçın, H. & Bozkaya, O. (2009a). Low grade metamorphism of the units from Karakaya Complex (Tokat region). *Proceedings of 14th National Clay Symposium*, 155-173.
- Tetiker, S., Yalçın, H. & Bozkaya, O. (2009b). Diagenesis and low grade metamorphism of Karakaya Complex in the NW Anatolia. *Yerbilimleri* 30, 193–212.
- Tetiker, S., Yalçın, H., Bozkaya, Ö. & Göncüoğlu, M. C. (2015a). Metamorphic evolution of the Karakaya Complex in northern Turkey based on phyllosilicate mineralogy. *Mineralogy and Petrology*, 109, 201-215.
- Tetiker, S., Yalçın, H. ve Bozkaya, H. (2015b). Karakaya Karmaşığı'nın Düşük Dereceli Metamorfik Tarihesine Klorit Mineralojisi ve Jeokimyası ile Yaklaşımlar. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 58(2), 55-83. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/28111/298527>
- Türkecan, A. ve Yurtsever, A. (2002). *1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Zonguldak paftası*. Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Ustaömer, T. & Robertson, A. H. F. (1997). Tectonic-sedimentary evolution of the north Tethyan margin in the Central Pontides of northern Turkey. In: A.G. Robinson (Ed), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* (pp. 255-290). *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 68.

- Ustaömer, T. & Robertson, A. H. F. (1999). Geochemical evidence used to test alternative plate tectonic models for the pre-Upper Jurassic (Palaeotethyan) units in the central Pontides, N Turkey. *Geological Journal*, 34, 25-53.
- Van Der Pluijm, B. & Kaars-Sijpesteijn, C. H. (1984). Chlorite-mica aggregates: Morphology, orientation, development and bearing on cleavage formation in very-low-grade rocks. *Journal of Structural Geology*, 6, 399-407.
- Voll, G. (1960). New work on petrofabrics. *Liverpool and Manchester Geological Journal*, 2, 503-567.
- Warr, L. N. & Ferreiro-Mählmann, R. (2015). Recommendations for Kübler Index standardization. *Clay Mineral*, 50, 283-286.
- Warr, L. N. & Rice, A. H. N. (1994). Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 141-152.
- Weber, K. (1981). Kinematic and metamorphic aspects of cleavage formation in very low-grade metamorphic slates. *Tectonophysics*, 78, 291-306.
- Weber, K., Dunoyer de Segonzac, G. & Economou, C. (1976). Une nouvelle expression de la "cristallinité" de l'illite et des micas. Notion d'épaisseur apparente des cristallites. *Comptes Rendus Somm. Société de la Géologie de France*, 5, 225-227.
- White, S. H., Huggett, J. M. & Shaw, H. F. (1985). Electron-optical studies of phyllosilicate intergrowths in sedimentary and metamorphic rocks. *Mineralogical Magazine*, 49, 413-423.
- Williams, P. F. (1972). Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *American Journal of Science*, 272, 1-47.
- Woodland, B. G. (1982). Gradational development of domainal slaty cleavage, its origin and relation to chlorite porphyroblasts in the Martinsburg Formation, eastern Pennsylvania. *Tectonophysics*, 82, 89-124.
- Woodland, B. G. (1985). Relationship of concretions and chlorite-muscovite porphyroblasts to the development of domainal cleavage in low-grade metamorphic deformed rocks from north-central Wales, Great Britain. *Journal of Structural Geology*, 7, 205-215.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö. (2002). Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: Denizsuyukayaç etkileşimine bir örnek. *C.Ü. Müh. Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 19, 81-98.
- Yılmaz, A. & Yılmaz, H. (2004). Geology and structural evolution of the Tokat masif (Eastern Pontides, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 231-246.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. & Güner, Y. (1987). Initiation of the neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, 134, 177-199.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. & Şengör, A.M.C., 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In A. G. Robinson (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* (pp.183-226). *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, 68.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Genç, C., Bozcu, M., Yılmaz, K., Şeker, H., Yiğitbaş, E. ve Keskin, M., 1990. *Armutlu Yarımadası ve Dolayının Jeolojisi* (Rapor no: 2796). TPAO, 210s.
- Yiğitbaş, E., Elmas, A. & Yılmaz, Y. (1999). Pre-Cenozoic tectono-Stratigraphic Components of The Western Pontides And Their Geological Evolution. *Geological Journal*, 34, 55-74.
- Yiğitbaş, E., Kerrich, R., Yılmaz, Y., Elmas, A. & Qianli, X. (2004). Characteristics and Geochemistry of Precambrian Ophiolites from the Western Pontides, Turkey: Following the Missing Chain of the Precambrian South European Suture Zone to the East. *Precambrian Research*, 132(1-2), 179-206.



Çal Kanyonu ve Çevresinin (Denizli, GB Anadolu) Jeolojik-Jeomorfolojik Özellikleri ve Jeoturizm Potansiyeli
Geological-Geomorphological Characteristics and Geotourism Potential of Çal Canyon and its Surroundings (Denizli, SW Anatolia)

Arzu Gül¹, Mehmet Özkul^{2*}

Pamukkale Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kınıklı 20017 / Denizli

• Geliş/Received: 11.05.2021 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 23.03.2022 • Kabul/Accepted: 24.03.2022
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 26.05.2022 • Baskı/Printed: 31.01.2023

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Denizli ilinin jeolojik değerlerinden birisi olan Çal Kanyonu, Çal ilçesi yakınlarında Büyük Menderes Nehri'nin yukarı yatağı üzerinde yer alır. Kanyon çevresindeki en yaşlı kaya birimleri Menderes metamorfitlelerinin şist ve mermerleridir. Metamorfik birimleri tektonik bir dokanakla Likya naplarının karbonatlı (kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı) ve ofiyolitik kayaları üzerler. Bu temel birimler, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı akarsu, göl ve alüvyal tortullardan oluşan karasal bir istif tarafından uyumsuz olarak örtülür.

İl merkezinin 65 km kuzeydoğusundaki kanyon, Çal ilçe merkezine 4 km uzaklıktadır. Kanyon, KD-GB uzanımlı Menderes Masifi'nin mermerleri içinde gelişmiştir. Kanyonun giriş ve çıkış noktalarının deniz seviyesinden yüksekliği sırasıyla 760 m ve 700 m olup, 60 m'lik bir yükselti farkı vardır. Kanyonda yüksek olan yamaç eğimleri bazı noktalarda 90°'ye yakındır. Pliyosen sonunda oluşmaya başlayan kanyon, gelişimini Kuvaterner'de de sürdürmüştür. K-G doğrultusunda uzunluğu 3 km'dir. Kanyonun geliştiği sırt, doğudaki Çivril-Baklan grabeni ile batıdaki çöküntü alanı (Çal Havzası/Grabeni) arasında bir eşik özelliği taşır. Kanyon aynı zamanda iki çöküntü alanı arasında hidrolik bir bağlantı oluşturur.

Basamaklı ve düzensiz kanyon tabanında birkaç metre yükseklikte şelaleler, basamaklı yapılar ve dev kazanları gelişmiştir. Çalışma alanında kanyon bir jeodeğer olarak öne çıkmaktadır. Ancak çevrede kanyon dışında tarihi ve kültürel değerler de bulunmaktadır. Güneyde, kanyonun giriş tarafında Lounda antik kent kalıntılı yer alır. Diğer taraftan kuzeyde tarihi Hançalar Köprüsü ve Kayı Pazarı bulunur. Somut olmayan kültürel bir değer olarak Çal'ın Aşağıseyit köyünde her yıl Ağustos ayının son haftası Büyük Menderes Nehri'nin sularında 'koyun geçirme' etkinliği düzenlenmektedir. Ulaşımı kolay ve yerleşim merkezlerine yakın olan kanyon alanı, sahip olduğu jeolojik çeşitlilik ve peyzaj özellikleri ile jeoturizm faaliyetleri için oldukça uygundur.

Bu çalışmanın amacı, bölgesel ve yerel ölçekte jeolojik bir değer olan Çal Kanyonu ve yakın çevresinin jeolojik-jeomorfolojik özelliklerini kültürel jeoloji bakışıyla ele almak ve jeoturizm potansiyelini ortaya koymaktır.

Anahtar Kelimeler: Çal kanyonu, jeolojik değer, jeoturizm, yerbilimleri eğitimi.

Abstract: The Çal Canyon, one of the geological values of Denizli province, is located in the upper course of the Büyük Menderes River near the town of Çal. The oldest rock units around the canyon are schists and marbles of the Menderes Massif. The metamorphic units overlie the carbonate (limestone, dolomitic limestone) and ophiolitic rocks of the Lycian nappes with a tectonic contact. These basement units were unconformably covered by the upper Miocene to Pliocene continental succession, which is composed of fluvial, lacustrine and alluvial deposits.

* Yazışma / Correspondence: mozkul@pau.edu.tr

The canyon, which is 65 km northeast of the provincial capital of Denizli, is 4 km away from the town of Çal. The depth of the canyon, which developed in the marble of the NE-SW trending Menderes Massif, is 60 meters. The altitudes of the entrance and exit points of the canyon are 760 m and 700 m, respectively; consequently, there is a difference of 60 m. The high slopes of the canyon are close to 90° at some points. The canyon, which started to form at the end of the Pliocene, continued its development in the Quaternary. Its length is 3 km, in a N-S direction. The ridge where the canyon developed has a threshold between the Çivril-Baklan graben to the east and the Çal basin to the west. The canyon also creates a hydraulic connection between these two depressions.

On the cascading and irregular canyon floor, waterfalls a few meters high, along with potholes, have developed. In the study area, the canyon stands out as a geological value. However, apart from the canyon, there are also historical and cultural values. To the south are the ruins of the ancient city of Lounda at the entrance of the canyon. On the other hand, there is the historical Hançalar Bridge and Kayı Bazaar to the north. As an intangible cultural value, a 'sheep passing' festival is held in the waters of the Büyük Menderes River every year in the village of Aşağıseyit near Çal in the last week of August. The canyon area, which is easy to access and close to various settlements, is quite suitable for geotourism activities with its geological diversity and landscape features.

The aim of this study was to investigate the geological-geomorphological features of the Çal Canyon and its surroundings from a cultural-geological perspective as well as to reveal the extensive geotourism potential.

Keywords: Çal Canyon, earth science education, geological value, geotourism.

GİRİŞ

Jeolojik olarak Alp-Himalaya dağ kuşağında yer alan Türkiye, jeolojik çeşitlilik açısından önemli bir potansiyele sahiptir (Kazancı vd., 2015; Keskin Citiroglu vd., 2017). Mağara, şelale, traverten-tufa, krater gölü, volkan konisi, kaldera, peri bacaları, fosil yatağı, obruk ve kanyon gibi oluşumlar bu jeolojik çeşitliliğe birer örnektir. Mineral, kayaç ve fosiller uzun ve karmaşık bir jeolojik geçmişe ait kayıtları yansıtan bilgi kaynaklarıdır. Bu nedenle, yerkürenin geçmişine ait bilginin korunması, jeolojik çeşitliliğin korunmasına bağlıdır (Kazancı, 2010).

Jeolojik değerlerin bulunduğu yerler (ör., jeositler, jeoparklar), yerbilimleri ve eğitimi açısından yerkabuğunun geçmişine ve evrimine ışık tutan belge niteliği taşıyan öncelikli alanlardır (İnaner, vd., 2019; Çiftçi ve Yıldırım, 2021). Bu alanlar, buraları görmek isteyenlerin hedefi ve ziyaret yeri olmaları nedeniyle doğa ve yerbilimleri eğitimi, jeoturizm ve rekreasyon potansiyeli taşırlar (Koroğlu ve Kandemir, 2019). Bu nedenle jeolojik miras alanlarında yapılacak etkinlikler eğitim, turizm ve dinlenme amaçlı olabilir (Kazancı, 2010). Türkiye'de jeolojik değer olarak öne çıkan alanlar ve varlıklarla ilgili

çalışmalar aslında 30-40 yıl öncesine dayanır. Örneğin, 1970'li yıllarda bazı yayınlarda Salihli (Manisa) yakınlarındaki Demirköprü Barajı'nın batısında bulunan insan ayak izleri konu edilmiş, ayak izlerinin yerli yerinde korunamadığından, hatta yurtdışına kaçırıldığından söz edilmiştir (Arpat, 1976; Tekkaya, 1976). Aynı yıllarda canlı doğanın yanında, çoğu kez 'taş-kaya' olarak önemsizlenen jeolojik oluşumların da ne kadar korunmaya muhtaç oldukları Pamukkale ve İstanbul çevresinden verilen birkaç örnekle dile getirilmiş ve buralarda yapılan tahribata dikkat çekilmiştir (Ketin, 1977). Diğer taraftan, Konya il sınırları içinde obruk oluşumlarına rastlanıldığı, bunların tabanlarının çoğunlukla su ile dolu olduğu ve doğal güzelliklerinin yanı sıra, yerbilimleri eğitimi açısından da ilginç olduklarına değinilmiştir (Canik, 1972; Güldalı ve Şaroğlu, 1983).

Mağaralarla ilgili önceki bazı çalışmalarda, Türkiye'deki ve Dünya'daki durum özetlenmiş ve birçok Avrupa ülkesinde çok sayıda mağaranın daha 19. yüzyılda turizme açıldığı, buna karşılık, Türkiye'de mağara araştırmalarının çok yetersiz kaldığı, yer yer tahrip edildiği ve turizme açılan mağara sayısının birkaçı geçmediği belirtilmiştir

(Güldalı, 1972; Şenol ve Şenol, 1978; Güldalı vd., 1981). Trakya’da Kırklareli yakınlarında yer alan Dupnisa Mağarası ile ilgili yayımlanmış bir makalede (Atalay, 1982) bu mağaranın Türkiye’nin önde gelen mağaralarından birisi olduğu ifade edilmiştir. Aynı çalışmada yazar, hidroloji, baraj yapımı ve turizm yönünden mağara araştırmalarının kısa bir değerlendirmesini yapmıştır. Başka bir çalışmada, Yahyalı’nın (Kayseri) 100 km güneyinde, Aladağlar’da, Kapuzbaşı köyü yakınlarında 50-60 m’den düşüm yapan karstik kaynak sularının oluşturduğu çağlayanlar dizisine yer verilmiştir (Ulakoğlu, 1978). Yazar, bu çağlayanları Türkiye’deki ve diğer ülkelerdeki benzerleri ile karşılaştırmış, turizm ve elektrik üretimi yönünden önemini vurgulamıştır. Diğer taraftan, Adana’nın 42 km güneyinde, Akdeniz kıyısında yer alan ve bir lagün olan Akyatan Gölü’nün fauna, flora ve çökeltme ortamı özellikleriyle adeta bir laboratuvar olduğu ve korunması gerektiği rapor edilmiştir (Gedik, 1977). 1977 yazında bir grup TPAO yerbilimcisi, Cilo Dağı ve Sat Gölleri hakkındaki gözlemlerinde bu dağlar ve beraberindeki irili ufaklı göllerin eşsiz olduğu ve mutlaka korunması ve görülmesi gerektiğini dile getirmiştir (Perinçek, 1979).

Türkiye’deki jeolojik miras uygulamalarına bakıldığında, bu konuda henüz yasal bir alt yapının oluşturulmadığı görülür. Ancak, tabiat anıtları ve milli parklar koruma kanunu kapsamında kısmen de olsa korunan jeositler/jeodeğerler mevcuttur. Korunmasında yarar görülen ve önerilen doğal ve jeolojik değer özelliği taşıyan alanlara Çevre, Şehircilik ve İklim Değişikliği Tabiat Varlıklarını Koruma Genel Müdürlüğü tarafından koruma statüsü verilmektedir.

2003 yılında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), Türkiye Jeolojik Miras Araştırma Projesi (TÜJEMAP) başlatmış, bu konudaki çalışmalar Jeolojik Mirası Koruma Derneği (JEMİRKO) ve Kula Volkanik Jeoparkı Projesi ile devam etmiştir. Tarım ve Orman Bakanlığı Doğa Koruma ve Milli

Parklar Genel Müdürlüğü, MTA, JEMİRKO ve Ankara Üniversitesi iş birliği ile Türkiye’nin ilk ulusal jeopark girişimi olan Kızılcahamam-Çamlıdere Jeoparkı ziyarete açılmıştır (Boyras ve Yedek, 2012). Ancak henüz bir yönetim oluşturulamamıştır. Öte yandan, 2013 yılında Kula Jeoparkı, UNESCO Küresel Jeopark Ağı’na giren Türkiye’nin ilk jeoparkı olmuştur. Daha sonra yapılan yeni başvuruda jeoparkın sınırları genişletilmiş ve adı ‘Kula-Salihli UNESCO Küresel Jeoparkı’ olarak değiştirilmiştir (web: <https://kulasalihligeopark.com/>, erişim: 12.4.2021). Bu gelişme, 2013 yılından sonra Türkiye’de birçok ilde, jeopark girişimlerine ve jeositlerin belirlenmesine yönelik envanter çalışmalarının yapılmasına vesile olmuştur.

Ülkemiz için yeni ama hızla gelişmekte olan “Jeoturizm” kavramı (Güngör, 2009) ilk olarak Hose (1995, 2000) tarafından ‘jeoloji ve peyzaj üzerinde yoğunlaşan bir turizm türü’ olarak tanımlanmıştır. Jeoturizm, doğayı ve jeolojik mirası görme ve inceleme amaçlı olarak gerçekleştirilen ziyaret veya gezi faaliyetleridir (Božić ve Tomić, 2015). Bu turizm türü, sivil havacılığın gelişmesi ve ulaşım sürelerinin kısalmasına bağlı olarak, yeryüzünün ve doğanın gelişimini anlayıp öğrenmek ve yerkürenin milyonlarca yıl öncesine dayanan oluşumlarını merak eden insanlar için son derece heyecan verici bir deneyim fırsatı sunmaktadır. Jeoturizme katılanları yönlendiren, onları cezbeden ve görme isteği yaratan düşünce, yerkürenin geçmişine ve işleyişine ait oluşumlardır (Kazancı, 2010; Kazancı vd., 2015). Özellikle uzman rehberler eşliğinde gerçekleştirilen bu faaliyetler her geçen gün daha fazla ilgi görmektedir.

Son yıllarda daha fazla gelişim gösteren jeoturizmin temelinde insanlara üzerinde yaşadıkları yerküreyi tanıtmak, anlatmak ve onu koruma bilincinin geliştirilmesi yatmaktadır (Güngör, 2009; Köroğlu ve Kandemir, 2019). Jeoturizm değeri olan bölgeler genellikle iki grupta değerlendirilmektedir. Birinci grup, bilimsel

değeri çok fazla, buna karşılık görsel değeri yüksek olmayan fosil yatağı ve mineral oluşumu içeren bir bölge olabilirken, ikinci grup, bilimsel değerinin yanı sıra görsel değeri de fazla olan mağaralar, kanyonlar vb. öğeleri içerir (Güngör, 2009; Božić ve Tomić, 2015). Her iki grubun da önemli bir ziyaretçi kitlesi vardır. Ülkemiz, dünya genelinde jeoturizm potansiyeli açısından oldukça zengin bir bölgede yer almaktadır. Dolayısıyla jeoturizm faaliyetlerinden yüksek oranda pay alabilmek için bu jeolojik değerlerin korunması öncelikli hedef olmalıdır. Eğer doğa mirasına gerekli özen gösterilmezse birçok fosil ve mineral yatağı, mağara ve kanyon gibi jeolojik değerlerimiz kısa süre içinde tahrip edilme ya da yok olma tehdidi ile karşı karşıya kalacaktır. Jeoturizmin amacı, hem muhteşem jeolojik değerlerin görülüp öykülerinin öğrenilmesi, hem de günlük hayatta, sıradan olarak değerlendirilen taşların ve doğal oluşumların aslında çok değerli birer belge olduğunu insanlara fark ettirmektir. Bu jeolojik süreçler insanlığa doğru anlatıldığında, hem yerküreyi hem de jeolojik değerleri korumak adına yol kat edilmiş olacaktır (Güngör, 2009).

Yatay, düşük eğimli ve dirençli kayalık katmanlarının üst üste bulunduğu sahalarda akarsuların seçici aşındırmasıyla oluşan kanyonlar (Erinç, 2012), jeolojik çeşitlilik ve jeoturizm açısından oldukça önemli bir yer tutar (Karlstrom vd., 2012; Božić ve Tomić, 2015; Doğan ve Koçyiğit, 2018; Uncu ve Karakoca, 2019). Ülkemizde özellikle Orta-Batı Karadeniz ve Toros dağlarının farklı kesimlerinde çok sayıda kanyon oluşumuna rastlanır (Şengün, 2011; Polat ve Güney, 2013; Ünal İbret ve Cansız, 2016; Gürgöze ve Uzun, 2020). İl bazında en fazla kanyon Antalya'da bulunur.

Denizli il sınırları içinde öne çıkan bazı kanyonlar arasında Acıpayam Kanyonu (Benlik Kanyonu), Emecik Kanyonu (Canpolat vd., 2020) Çal Kanyonu (Gül vd., 2007) ve Tokalı Kanyonu (Çivril) sayılabilir. Bu çalışmada, jeolojik bir değer olarak Denizli ili, Çal ilçesi yakınlarında, Büyük

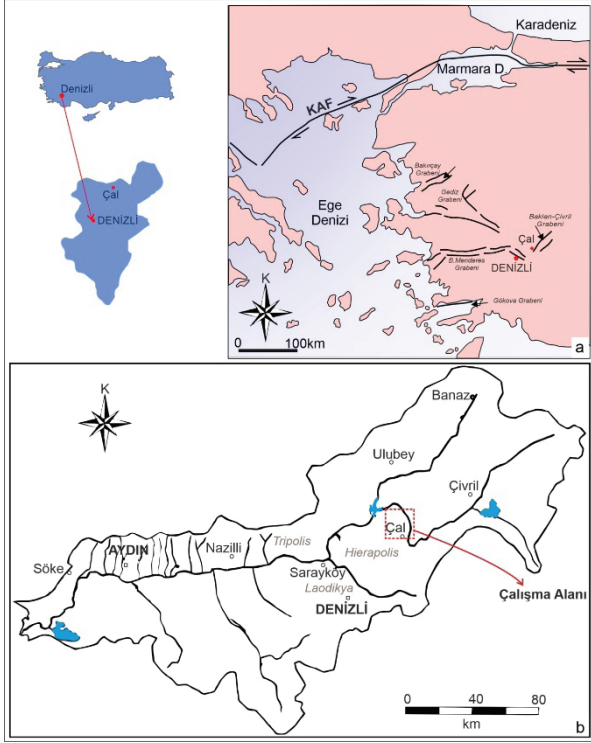
Menderes Nehri üzerinde yer alan Çal Kanyonu ve çevresinin jeolojik özellikleri, barındırdığı arkeolojik ve kültürel değerler de dikkate alınarak jeolojik değer ve kültürel jeoloji bakış açısı ile ele alınmıştır.

BÖLGENİN İKLİMİ ve COĞRAFİK ÖZELLİKLERİ

Çal'ın iklimi Akdeniz ikliminden karasal iklime geçiş özelliği gösterir. Batıdan, Ege Denizi'nden gelen nemli hava çevredeki yükseltiler nedeniyle Çal yöresine tam olarak sokulamamaktadır. Çal'da kışlar Akdeniz iklimi kadar ılıman geçmese de, karasal iklimde olduğu kadar da sert kışlar yaşanmaz. Yazları ise gündüz sıcaklıkları yüksek olmasına rağmen geceleri serindir. Çal ilçe merkezinin ortalama sıcaklık değeri 13,5 °C'dir. En soğuk ay, 2,7 °C ile Ocak ayıdır. En sıcak ay ise Temmuz ayıdır (24,4 °C). Çal'ın yıllık ortalama yağış miktarı 495 mm'dir. En fazla yağış Ocak ayında, en az yağış ise Ağustos ayında gerçekleşir. Yağışlar genelde yağmur şeklindedir. Kar yağışları çok fazla değildir.

Deniz seviyesinden 750 m yüksekte bulunan Çal Kanyonu, Denizli ilinin kuzeydoğusunda, Büyük Menderes Nehri üzerinde, nehrin akaçlama sisteminin yukarı yatak bölümünde (Kazancı vd., 2011), Çal ilçe merkezinin 4 km kadar doğu-güneydoğusunda yer alır (Şekil 1a ve b). Denizli il merkezine uzaklığı 64 km olan kanyona karayolu ile her mevsim ulaşılabilir. Kanyona ismini veren Çal ilçesi, Çökelez Dağı'nın doğu eteklerine kurulmuş olup, yaklaşık 21.000 nüfusa sahiptir. Antik dönemden itibaren bir yerleşim merkezi olan Çal'ın eski adı 'Mosyna'dır. Türklerin Anadolu'ya gelişine kadar bölgenin bu isimle anıldığı bilinmektedir. Çal'ın bugün bulunduğu yere Türklerin verdiği ilk isim 'Demirciköy' olarak bilinir. Bölgeye yerleşenlerin önemli bir kısmının demircilik sanatı ile uğraştığı için bölgenin bu isimle anıldığı rivayet edilir. 18. yüzyıla kadar bu isimle anılan bölge sonradan 'Çal' olarak

anılmaya başlanmıştır. Çağatay lehçesinde Çal kelimesi, “yüksek yer” ya da “yayla” anlamına gelir. İlçenin coğrafi durumundan dolayı bu adı almış olabileceği sanılmaktadır (Ekici, 2006).

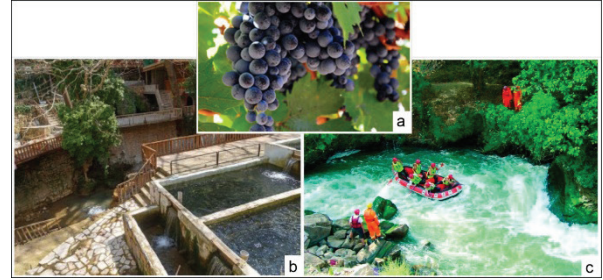


Şekil 1. a) Batı Anadolu'nun genel tektonik konumu, **b)** Büyük Menderes Nehri akaçlama alanı ve çalışma alanının konumu (Kazancı vd., 2011, Şekil 1a, c'den değiştirilmiştir).

Figure 1. a) Simplified tectonic map of Western Anatolia, **b)** Drainage area of Büyük Menderes River and location of studied area (modified from Kazancı et al., 2011, Figure 1a, c).

Geçmiş yıllarda, Büyük Menderes Nehri'nden yaygın olarak tahıl öğütmekte kullanılan su değirmenlerinin çalıştırılması ve çok küçük çaplı arazilerin sulanmasında faydalanılmaktaydı. Bölgedeki antik dönem kalıntılarında kayaya oyulmuş çok sayıda su kanalına rastlanmıştır (Kök, 2006). Ancak son yıllarda yapılan yatırımlarla geniş bir alan sulanabilir hale getirilmiş ve nehir

suyundan bölge halkı daha fazla yararlanma fırsatı bulmuştur. Nehrin Çal yöresine taşıdığı verimli alüvyon topraklarda birçok meyve ve sebze yetiştirilmektedir. Özellikle vişne bahçeleri ile ünlü olan Çal İlçesi'nde yöreye özgü vişne şarabı üretimi yapılmaktadır. Üzüm bağlarına da ev sahipliği yapan Çal'da dünyaca bilinen ve şarap yapımında kullanılan 'Çalkarası' cinsi en fazla tercih edilen üzüm türüdür (Şekil 2a). İlçede Büyük Menderes Nehri kıyılarında bölgesel olarak kültür balıkçılığı da yapılmaktadır (Şekil 2b). Nehir, derin vadiler boyunca rafting sporu için oldukça uygundur (Şekil 2c) (web: <http://www.cal.bel.tr/Tarihi.html>, erişim: 12.4.2021).



Şekil 2. a) Çal bölgesine özgü 'Çalkarası' üzümleri, **b)** balık üretim çiftliği ve **c)** Büyük Menderes Nehri'nde rafting sporu.

Figure 2. a) 'Çalkarası' grapes native to Çal region, **b)** fish farm, and **c)** Rafting on Büyük Menderes River.

Denizli-Ankara Karayolu'nun 30. km'sindeki Kaklık Mahallesi'nden kuzeye dönülerek 30 km sonra Çal ilçe merkezine, buradan doğu yönündeki Bekilli yolu 3 km takip edilerek Büyük Menderes Vadisi'ne ve buradan da güney yöndeki kanal yolu takip edilerek 3 km sonra kanyona ulaşılabilir.

JEOLJİK KONUM

Çalışma alanı ve çevresinde yüzeyleyen temel kaya birimleri Menderes Masifi ve Likya Napları'dır (Gürbüz vd., 2012; Bozkurt, 2001). Menderes

Masifi, Çal çevresinde örtü birimleri olan mermer ve şistlerle temsil edilir (Şekil 3a). Mermerler genellikle iri kristalli, aşırı kırıklı ve ayrışmış durumdadır. Şistler kuvarssişt, aktinolişt ve muskovitşişt olarak görülür. Geçmiş yıllarda bu iri kristalli mermerlerde birçok ocak açılmış, ancak sonradan bunların çoğu terkedilmiştir. Şistlerde açılmış ocaklarda ise kayraktaşı üretimi yer yer devam ettirilmiştir (Özkul ve Yağız, 2007). Aynı kayalar bölgede başlıca yerel yapıtaşı olarak kullanılmıştır.

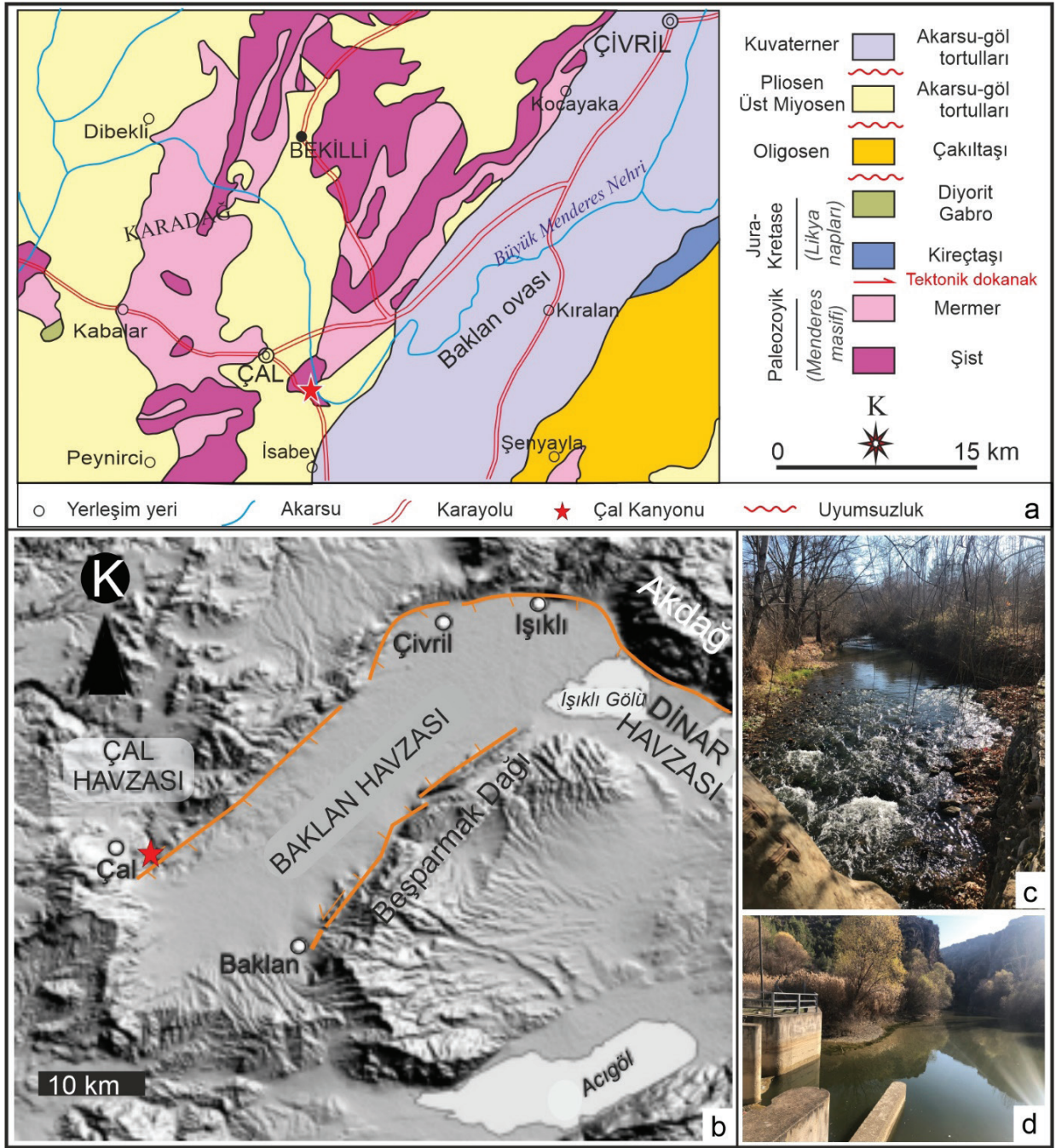
Çal kanyonu, KD gidişli bir yükselim alanı (horst) boyunca yüzeyleşmiş mermer birimi içinde gelişmiştir (Şekil 3a ve b). Doğuda Baklan ilçesi ve batıda Kabalar köyü yakınlarında yüzeyleyen Likya Napları ise Mesozoyik denizel karbonatları (ör., kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı) ve ofiyolitlerden (diyorit, gabro vb.) oluşmaktadır (Gündogan vd., 2008) (Şekil 3a). Temel birimleri üzerine uyumsuz olarak gelen Oligosen yaşlı denizel çakıltaşları Baklan Havzası'nın doğusundaki yüksek horst alanlarında görülür (Şekil 3a).

Çal-Bekilli arasında yaklaşık K-G uzanımlı Neojen-Kuvaterner Havzası (Şekil 3a) alüvyon, akarsu ve göl tortulları ile doldurulmuştur (Boyras, 2011). Tabandaki metamorfik temel üzerine uyumsuz olarak gelen bu karasal havza dolgusunun (Şekil 4a, b) toplam kalınlığı 85 m'ye kadar çıkmaktadır. İstif, Çal ilçe merkezinin kuzey kesimlerinde, Şapçılar ve Bekilli çevrelerinde iyi gözlenir (Şekil 3a). İstifin Geç Miyosen-Pliyosen döneminde depolanmış kısmı Çal Formasyonu ile temsil edilir. Çal Formasyonu kaba taneli alüvyon ve akarsu tortulları (çakıltaşı, kumtaşı, sittaşı) ile gölsel kireçtaşlarından oluşur. Pleyistosen kırıntılı tortulları ve bunlara eşlik eden '*kalkrit*' oluşumları (yarı kurak iklim şartlarında toprak profilinde oluşan karbonat birikimleri) alttaki Geç Miyosen-Pliyosen istifinde uyumsuz olarak durur (Alçıçek vd., 2012; Alçıçek ve Alçıçek, 2014).

KANYON OLUŞUMU ve ÇAL KANYONU

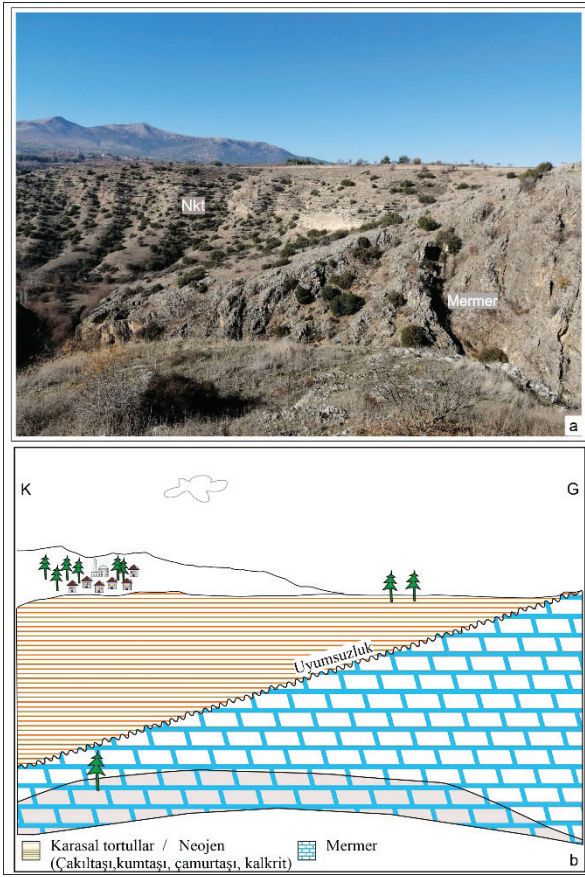
Bir akarsuyun, üzerinde akmakta olduğu kayaları kazarak meydana getirdiği derin ve dar boğaza '*kanyon*' veya '*kısık*' denir. Kanyonlar çoğunlukla akarsuyun çok hızlı aktığı yukarı bölümlerinde, yağmur sularının akarsu yatağını yumuşatmadığı kurak-yarı kurak bölgelerde oluşur. Yağışlı bölgelerde, yağmur toprağı yumuşattığından, nehir yatağının iki yanı tatlı bir eğim kazanarak vadileri meydana getirir, dolayısı ile bu bölgelerde kanyonlara pek rastlanmaz. Kanyonların binlerce metreyi aşan derinlikleri, ancak yüz binlerce yıl boyunca nehir yatağının sürekli olarak aşındırılması sonucu meydana gelir. Örneğin Kuzey Amerika kıtasında Büyük Kanyon (Grand Canyon) yeryüzünün en önemli yer şekillerinden birisidir. Son 6 milyon yılda Kolorado Nehri ve kolları tarafından kazılmış, jeolojik olarak genç bir kanyondur (Karlstrom vd., 2012). Türkiye'de Köprülü Kanyon, Yazılı Kanyon (Sütçüler, Isparta), Ulubey Kanyonu (Uşak), Saklıkent Kanyonu (Fethiye) (Şengün, 2011) ve Maviboğaz Kanyonu (Konya güneyi) ilk akla gelen kanyonlardan bazılarıdır. Maviboğaz Kanyonu, İç Anadolu'nun en uzun (35 km) ve en derin (295 m) kanyonlarından birisidir (Doğan ve Koçyiğit, 2018).

Akarsuların yerkabuğunu düşey yönde derince kazmasıyla ortaya çıkan kanyonlar ve dik yamaçları boyunca yörenin kaya türleri, istiflenme, jeolojik yapısı ve aşınma şekilleri açık bir şekilde gözlenir hale gelir. Bu nedenle kanyonlar, çevresine göre öne çıkan ve insanların daha çok dikkatini çeken doğal ve jeolojik-jeomorfolojik yapılardır.



Şekil 3.a) Çalışma alanı ve çevresinin jeoloji haritası (MTA 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasından düzenlenmiştir), **b)** Bölgenin topoğrafik görünümü (Gürbüz vd., 2012; Şekil 2'den), **c)** Kanyon girişinden bir görünüm, **d)** Kanyon çıkışı ve DSİ regülatörü.

Figure 3.a) Geological map of study area and surroundings (prepared from 1/500,000 scale map of MTA), **b)** Physiographic image of region (Gürbüz et al., 2012; Figure 2), **c)** View from canyon entrance, **d)** Canyon output and DSİ regulator.



Şekil 4.a) Kanyonun güney kesiminde (giriş tarafı), yaşlı temel birimini (mermerleri) uyumsuz olarak örten yatay konumlu Geç Miyosen-Pliyosen karasal tortulları (Nkt), **b)** K-G doğrultulu jeolojik enine kesitte mermerler ile karasal tortullar arasındaki uyumsuzluk. Üstteki fotoğraftan (a) çizilmiştir.

Figure 4.a) Horizontally bedded Late Miocene-Pliocene continental deposits (Nkt) unconformably covering the old basement units (marbles) in southern part (entrance) of the canyon, **b)** Unconformity between marbles and terrestrial sediments in N-S geological cross-section.

Büyük Menderes Nehri'nin Çal Kanyonu'na girmeden önce Neojen istifi içinde, yer yer menderesler çizerek yerleşmiş olduğu görülür. Nehir, Çivril-Baklan grabeni içinde kuzeydoğudan güneybatıya akmakta iken Yukarıseyit Köyü'nün 1,5 km doğusunda kuzeye doğru yön değiştirerek kuzey-güney doğrultusunda yaklaşık 3 km'lik bir

mesafe içinde Menderes Masifi'nin mermerleri üzerinde akışını sürdürmüş ve bölgede dar ve derin Çal Kanyonu'nu ortaya çıkarmıştır (Şekil 4 ve 5). Büyük Menderes Nehri'nin kazıdığı bu mermerler (Şekil 4) kalın tabakalı, aşırı kırıklı, iri taneli, ayrılmış ve karstlaşmış durumdadır. Kanyonun geliştiği KD-GB uzanımlı yükselimin KB'ya bakan yamaçlarında, kanyona yakın konumdaki Neojen karasal istifinin Pleyistosen'de depolanmış kalkrit içeren kırıntılı üst seviyeleri nehir tarafından kazılmıştır (Şekil 5). Dolayısı ile kanyon oluşumu Pliyosen sonunda başlamış ve Kuvaterner'de gelişimini sürdürmüştür. Anadolu'daki bazı kanyonların da aynı dönemde geliştiği bilinmektedir. Beyşehir Gölü'nün GD'sunda, Konya'nın Bozkır ilçesi kuzeyinde yer alan Maviboğaz Kanyonu, Çarşamba Nehri'nin yatağını, Üst Pliyosen-Kuvaterner döneminde derince kazmasıyla ortaya çıkmıştır (Doğan ve Koçyiğit, 2018). Diğer bir örnek, Denizli'nin Çameli ilçesinde Pliyosen konglomeraları içerisinde açılmış Emecik Kanyonu'dur. (Canpolat vd., 2020). Geç Pleyistosen'de, Çal Kanyonu'nun doğusunda, Baklan Grabeni'nin güney yarısını kaplayan tatlı sulu bir gölünün varlığından söz edilmiştir. Göl daha sonra dış drenaja açılarak boşalmış ve yöreye Büyük Menderes Nehri yerleşmiştir (Kazancı vd., 2011).

Kanyon giriş ve çıkış noktaları deniz seviyesinden itibaren sırasıyla 760 m ve 700 m olup, 60 m'lik bir yükselti farkı vardır. Kanyon yamaçlarının eğimi bazı noktalarda 90°'ye yakındır (Şekil 6a-c). Su derinliği yer yer ve mevsimsel olarak değişmekle birlikte yaklaşık 1,70 m'dir. Vadi tabanında, bazı noktalarda, çapları 3-5 m arasında değişen dev kazanları gözlenir (Şekil 6c ve d). Bunların daha eski olanları bugünkü akarsu yatağına göre yüksekte, askıda kalmıştır (Şekil 6d). Dev kazanları vadi tabanının basamaklı yapıda olduğu noktalarda gelişmiştir. Bazı dev kazanları vadi tabanının derinleşmesi sonucu askıda kalmıştır (Şekil 6d). Bu aşınma şekilleri, içinde çakıl ve blok taşıyabilen bir akarsuyun,

basamaklı vadi tabanında düşüm yaptığı alanlarda oluşturduğu derin oyuklardır (Atayeter vd., 2007). Su yüksekten düşüm yaptığıında burulma hareketiyle çakıl ve kumları hareketlendirir ve zamanla üzerinde bulunduğu kayayı aşındırır. Adı geçen aşındırma yapıları akarsu yatağında su seviyesinin düşük olduğu yaz aylarında açığa çıktığından daha iyi görülür.

Vadinin Neojen karasal istifi içinde gelişmiş kısımlarında göreceli olarak genişleme ve yamaç eğimlerinde azalma gözlenir. Vadinin doğusunda ve batısında, yükseklikleri 800-900 m arasında değişen birkaç tepe yer alır. Kanyonun geliştiği mermer sırt (yükselim), doğudaki Çivril-Baklan grabeni ile batıdaki Çal Havzası arasında bir eşik özelliği taşır (Şekil 4, 5). Kanyon aynı zamanda iki çöküntü alanı arasında hidrolik bir bağlantı oluşturur. Çal Kanyonu, daha önce Kazancı vd.

(2015) tarafından önerilen Türkiye Jeositleri Çatı Listesi içinde 'F-Grubu' nda (Jeomorfolojik Yapılar, Aşınma ve Depolanma Süreçleri, Yer Şekilleri ve Arazi Manzaraları) yer alır.

2011 yılında Çal Belediyesi tarafından turizme açılan kanyon, halk arasında 'Kısık Kanyonu' olarak da bilinir. Ziyaretçilerin kanyonda rahatça dolaşmaları için akarsu seviyesinden birkaç metre yukarıda, kuzey uçtan itibaren akış yukarı taş, ahşap ve demir malzeme kullanılarak kayalık kanyon duvarlarına asılı yürüyüş yolları yapılmıştır (Şekil 6a-c). Mevcut uzunluğu 650 m'ye ulaşmış olan bu yolun yapım çalışmaları sürmektedir (Şekil 6b). Doğa tutkunları için kamp-karavan turizmin için uygun olan bu vadi, doğa eğitimi, doğa ve su sporları için de oldukça elverişlidir.



Şekil 5. Çal Kanyonu'ndan genel bir görünüm (kuzeye bakış). Ön planda Menderes Masifi'nin mermerleri, arka planda (sağda), Neojen karasal tortulları (Nkt). Kanyonun kuzey ucunda, Devlet Su İşleri (DSİ) regülatörü (R) yer alır.

Figure 5. General view from Çal Canyon, view to the north. Marbles of Menderes Massif in foreground, and Neogene continental sediments (Nkt) to right in background. Regulator of the State Hydraulic Works (DSİ) can be seen at northern end of canyon.

Kanyonun kuzey ucunda Sahanbükü -Yazıtarla yörelerindeki kırmızı renkli karasal Neojen tortulları ve güncel alüvyonlar ile kaplı kesimlerde vadi genişleyerek kısmen düz tarım alanlarına geçer. Bu düz tarım alanlarına, kanyonun çıkış ağzında nehir üzerinde Devlet Su İşleri tarafından kurulmuş bir regülatör (Şekil

3d) vasıtası ile yaz aylarında nehir suyu kanallara yönlendirilmektedir. Son yıllarda bu düz alanlarda sulu tarım yapılmaktadır. Kanyon çıkışından sonra, nehrin her iki tarafında kalan ağaçlık sahalar halkın dinlenme amaçlı kullandığı piknik alanı olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 6. Çal Kanyonu'ndan görünümler. **a)** Kanyon içinde kuzeyden güneye doğru uzanan yaya yolu (sağda) **b)** Akış yukarı uzanan yaya yolu yapım çalışmaları. **c)** Dik kanyon duvarları ve kanyon tabanında dev kazanı (sağ altta çerçeve içine alınmış kısım), **d)** Askıda kalmış bir dev kazanının yakından görünümü (okla işaretli).

Figure 6. Views from Çal Canyon. **a)** Pedestrian path on the right extending from north to south in the canyon, **b)** Construction work of pedestrian path, extending upstream. **c)** Pothole (framed at lower right), view to south, **d)** Close-up of suspended pothole (shown with a white arrow).

KÜLTÜREL JEOLJİ ve JEOTURİZM

Denizli'nin de içinde yer aldığı Batı Anadolu'da Erken Miyosen'den bu yana genişleme tektoniğinin denetiminde horst-graben yapıları gelişmiştir (Koçyiğit, 2005; Kaymakçı, 2006). Bu yapıların bir kısmı D-B uzanımlı (ör., Denizli Grabeni, Gediz Grabeni), bir kısmı da KD-GB uzanımlıdır (ör., Baklan-Çivril Grabeni, Acıgöl Grabeni gibi). Horst alanlarında yükseklikleri 2500 m'nin üzerinde dağlar (ör., Honaz Dağı; 2.571 m) yer alırken, graben tabanlarına akarsular ve göller yerleşmiştir. Örneğin, Baklan-Çivril Grabeni ve Büyük Menderes Grabeni'nde Büyük Menderes Nehri (Kazancı vd., 2009, 2011), Acıgöl Grabeni'nde ise Acıgöl yer alır (Kazancı vd., 2012; Topal, 2018). Bölgede genişleme tektoniği beraberinde graben ilişkili vadileri, jeotermal alanları (Şimşek, 2003), sıcak ve soğuk su kaynaklarını (Özler, 2000) ve yaygın traverten oluşumlarını meydana getirmiştir (Özkul vd., 2013). Tarih boyunca adı geçen grabenlerin ya da vadilerin uzun eksenleri boyunca ulaşım oldukça kolay olmuştur. Aynı grabenlerde batıdan doğuya hareket eden ve yağış getiren hava akımları kara içlerine kolayca ilerleyebilmiş, bunun sonucu verimli tarım alanları ortaya çıkmıştır.

Kültürel Jeoloji, kültür birikiminde rol oynayan geniş anlamda her türlü jeolojik olayı ve bu olayların nasıl etkili olduklarını konu alan bilim dalı olarak tanımlanır ve yerbilimlerinin yeni bir açılımı olarak kabul edilir (Kazancı, 2005; Altunel, 2012; Kazancı, vd., 2017; Sinanoğlu vd., 2017). Denizli İl Kültür ve Turizm Müdürlüğü kaynaklarına göre, il sınırları içinde 20'nin üzerinde antik kent bulunmaktadır. Bu antik kentlerin önde gelenleri (ör., Hierapolis, Tripolis, Laodikya ve Colossae) il merkezinin de içinde yer aldığı Çürüksu Grabeni'nde, diğer adıyla Denizli Havzası'nda kurulmuştur. Buna karşılık, Çal İlçesi'nde Dionysopolis, Lounda, Apollon Lairbenos tapınağı ve Attyochorium gibi antik kentler bulunur. İlçenin 8 km kuzeybatısında Ortaköy Mahallesi yakınlarındaki Dionysopolis

Antik Kenti şarap tanrısı Dionysos'tan almıştır (İmamoğlu ve Çetin, 2016). Kültürel jeoloji penceresinden bakıldığında, il genelinde yukarıda sözü edilen kentlerin su kaynaklarına yakın kurulduğu ve yapı taşı olarak çoğunlukla traverten, ikinci derecede Menderes Masifi'nin mermer ve şistlerinin kullanıldığı dikkati çeker. Dolayısı ile havzada antik dönemde işletilmiş çok sayıda traverten ve mermer ocağı bulunmaktadır (Koralay ve Kılınçarslan, 2015 ve 2016).

Çal yöresi antik kentleri arasında kanyona en yakın olanı Lounda'dır. Kent, kanyonun giriş tarafında (güneyde), Yukarıseyit Köyü'nün 1 km doğusunda, vadi ve yamaçlarda mermer ve Neojen karasal istifi üzerinde kurulmuştur. Lounda Antik Kenti, Geç Helenistik, Roma ve Bizans dönemlerine ait bir kasaba olup, kalıntılara Mahmutgazi ve Aşağıseyit köyleri arasındaki Değirmenderesi mevkiinde rastlanır. Vadi yamaçlarında ve kanyonda yer alan kaya içi yerleşimlerinin (kaya mezarları dahil) Geç Helenistik ve Erken Roma dönemlerinde kullanıldığı düşünülmektedir. Kaya içi yerleşimlerin dik yamaçlarda yüzeylemiş mermerlerde açıldığı dikkati çeker (Şekil 7a ve b).

Kaya yerleşimleri dışında, arazi çalışmaları sırasında, Değirmendere yakınlarında Menderes Masifi'nin mermer kaya yüzeylerine oyulmuş çapları 5-15 cm arasında değişen *fincan şekilleri*'ne (*cup-marks*) rastlanmıştır (Şekil 7c ve d). Kireçtaşı, mermer, gnays ve benzeri sert-dayanımlı kayalarda oyularak yapılmış bu fincan şekillerine başka antik yerleşimlerde de rastlanmıştır. Erdan (2020), Aydın ili Karpuzlu ilçesinde bulunan Alinda Antik Kenti'nde gnays kaya yüzeylerinde fincan şekillerinin varlığından söz etmiştir. İçlerine adakların döküldüğü düşünülen taştaki bu oyuklar, Anadolu Geç Tunç Çağı yerleşim yerlerinde ve kutsal alanlarda 'fincan şekilleri' olarak oldukça iyi bilinir (Erdan, 2020). Buna göre, kanyon yakınlarında yer alan bu antik kalıntıların açık hava tapınma alanı olduğundan söz edilebilir.



Şekil 7.a) Lounda antik kentinde dik vadi yamaçlarında yüzeyleşmiş Menderes Masifi'nin mermerlerinde oluşturulmuş kaya yerleşimleri, **b)** Kaya yerleşimlerinin yakından görünümü, **c)** Mermer kaya yüzeyinde açılmış fincan şekilleri, fincanlar kısmen su ile dolu, **d)** Fincan şekillerinin yakından görünümü. Kaya yerleşimleri **a** ve **b**'de okla gösterilmiştir.

Figure 7.a) Rock settlements formed in marbles of Menderes Massif cropped out on steep valley slopes in ancient city of Lounda, **b)** Close view of the rock settlements, **c)** Cup shapes carved on the marble rock surface, cups partially filled with water, **d)** Close view of the cup shapes. Rock settlements were arrowed in **a** and **b**.

Çal Kanyonu ve Çevresindeki Tarihi ve Kültürel Değerler

Çal Kanyonu ve yakın çevresinde bazı tarihi ve kültürel değerler de bulunmaktadır. Söz konusu

değerler, jeolojik-jeomorfolojik ve kültürel jeolojik özellikleri ile birlikte aşağıdaki alt başlıklarda kısaca özetlenmiştir.

Kayı Pazarı

Kayı Pazarı, ne zaman kurulduğu kesin olarak bilinmemekle birlikte, XII. yy sonları ya da XIII. yy başları olarak tahmin edilmektedir. (İmamoğlu ve Çetin, 2016, s. 71-77). Türklerin Anadolu'ya yerleştiği dönemde, yol güzergâhı üzerinde ilk kez kurdukları bir pazar yeridir. Pazar yeri Büyük Menderes Nehri'nin kanyondan çıktığı tarafta, Çal'dan Bekilli-Karahallı-Uşak yönünde uzanan karayolu üzerinde, alüvyal bir düzlükte kurulmuştur. Pazar 1940'lı yıllara kadar varlığını sürdürmüştür, ancak günümüzde, restore edilmiş minare (Şekil 8a) dışında bir yapı kalmamıştır.

Hançalar Köprüsü

Kayı Pazarı'nın batısında, Büyük Menderes Nehri üzerinde yer alan tarihi Hançalar Köprüsü (Şekil 8b), ticaret merkezlerine giden yol güzergâhında kurulmuş olması ve ticari amaçlı kervanların geçiş yapmasından dolayı büyük önem taşımaktadır.

Bununla birlikte Büyük Menderes Nehri'nin iki yakasını bağlayan Bayıralan, Tozlukara ve Dayılar köprüleri de Çal ilçesindeki diğer tarihi köprülerdir (İmamoğlu ve Çetin, 2016).

Koyun Geçirme Geleneği

Çal'ın Aşağıseyit köyünde her yıl Ağustos ayının son pazar günü Büyük Menderes Nehri'nde 'Çoban Bayramı' olarak ta bilinen 'Koyun Geçirme' şenliği düzenlenmektedir (Şekil 9). Sekiz asırdır sürdürülen bu geleneğin UNESCO somut olmayan kültürel miras listesine alınması konusunda girişimlerde bulunulmuştur (Koyuncu Okca, 2019). Bu geleneğin ortaya çıkmasında köyün yakın güneyinden Büyük Menderes Nehri'nin geçmesi, etkinliğin yapıldığı tarihte (Ağustos ayının son haftası) nehir yatağındaki su derinliğinin insan ve koyunların karşıdan karşıya geçecek kadar sığ olması, kültür birikimi üzerinde jeolojinin rolünü açıkça ortaya koymaktadır.



Şekil 8. a) Tarihi Kayı Pazarı minaresi, **b)** Büyük Menderes Nehri'nin iki yakasını birbirine bağlayan Kayı Pazarı yakınlarında yer alan Hançalar Köprüsü.

Figure 8. a) Minaret of historical Kayı Bazaar, **b)** Historical Hançalar bridge, located next to Kayı Bazaar, connecting two sides of Büyük Menderes River



Şekil 9. Çal-Aşağıseyit’de düzenlenen geleneksel sudan koyun geçirme etkinliği: Çoban Bayramı (Koyuncu Okca, 2019’dan).

Figure 9. Traditional ceremony of moving sheep through water in Çal-Aşağıseyit village: Shepherd's Day (from Koyuncu Okca, 2019).

Kanyonun Jeoturizm Potansiyeli

Jeoloji ve peyzaj üzerinde yoğunlaşan jeoturizm, Çal Kanyonu ve çevresinde yerel ve bölgesel ölçekte yapılabilecek bir turizm türüdür. Peyzaja ve doğa sporlarına önem veren bir ziyaretçi grubu için kanyon giriş ve çıkışı ile kanyon içi, özellikle ilkbahar, yaz ve sonbahar aylarında oldukça doyurucu görünüm ve fırsatlar sunar. Bu sıra dışı peyzajın görülmesinde kanyon içindeki asılı yaya yollarının (Şekil 6a-c) önemli bir rolü vardır. Diğer taraftan, kanyonun gelişimi, çevredeki metamorfik kayalar türleri (mermer, değişik şistler), uyumsuzluk, Geç Miyosen-Kuvaterner döneminin akarsu ve göl tortulları (Şekil 4a ve b) ve bunlardan elde edilen ortam ve iklim bulguları (Boyraz, 2011; Alçiçek vd., 2012; Alçiçek ve Alçiçek, 2014), doğa ve yerbilimleri odaklı ikinci ziyaretçi grubunun ve araştırmacıların dikkatini çekmektedir. Çal Kanyonu nadirlik (aynı türden en yakın kanyonların sayısı) açısından ele alındığında, il genelinde farklı mesafelerde 3 kanyon daha vardır: Bunlar Tokalı Kanyonu (Çivril), Acıpayam Kanyonu ve Emecik Kanyonu (Çameli)’dur. Çal Kanyonu’na en yakın olanı 55 km kuzeydoğuda, Çivril İlçesi’ndeki Tokalı Kanyonu’dur. Çal Kanyonu ildeki diğer kanyonlara göre yerleşim merkezine yakınlığı, ulaşılabilirlik ve jeoturizm faaliyetleri yönünden daha avantajlıdır.

Çevredeki Lounda Antik Kenti (Şekil 7a-d), Kayı Pazarı ve Hançalar Köprüsü (Şekil 8a, b) her iki ziyaretçi grubu için merak uyandıracak arkeolojik ve tarihi miras unsurlarıdır. Kanyon alanının ilçe merkezine yakınlığı (4 km mesafede) ve Çal-Bekilli-Karahallı-Uşak yol güzergahı üzerinde olması, kuşkusuz tüm ziyaretçiler için bir avantajdır. İlk ziyaretçi grubu, çoğunlukla çevre köyler ve ilçe merkezinde yaşayanlardan oluşmaktadır. Ancak, kanyon il genelinden hatta sayıları az da olsa başka illerden de ziyaretçi almaktadır. Ziyaretler genellikle günübirliktir. Kanyonla ilgili önemli bir eksikliğin tanıtım olduğu söylenebilir. Halihazırda kanyon ve çevresine özgü sosyal medya kanalları oluşturulamamış, yazılı ve görsel basında hak ettiği değeri bulamamıştır. Dolayısıyla yerel halk ve ilgilileri dışında tanınmamaktadır.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Türkiye birçok ülkeye kıyasla jeolojik çeşitlilik açısından oldukça zengindir (Kazancı vd., 2015; Keskin Citiroglu vd., 2017; İnaner vd., 2019). Kanyonlar, bu jeoçeşitlilik içinde önemli bir yer tutar (Doğan ve Koçyiğit, 2018; Gürgöze ve Uzun, 2020). GB Anadolu’da Denizli ili sınırları içinde bulunan kanyonlar farklı kaya birimleri içinde gelişmiştir. Çal Kanyonu, Menderes Masifi’nin mermerlerinde gelişirken Acıpayam ve Tokalı Kanyonları alloktan konumlu Mesozoyik karbonatlarında gelişmiştir. Buna karşılık, Çameli ilçesi yakınlarındaki Emecik Kanyonu, Pliyosen yaşlı çakıltaşları üzerinde gelişmiştir (Canpolat vd., 2020).

Bir jeolojik değer olarak Çal kanyonu, bugün olduğu gibi, antik dönemde de insanların ilgisini çekmiş, kanyonun gerek giriş tarafını, gerekse çıkış tarafını yaşam alanı olarak seçmişlerdir (ör., Lounda Antik Kent yerleşimi). Bu seçimde su kaynaklarına yakınlık ve güvenlik gibi nedenler rol oynamış olmalıdır. Dolayısı ile kanyonun bölgedeki kültürel birikim üzerinde etkisi olduğu

açıktır. Yöredeki ‘Koyun Geçirme Geleneği’ (Koyuncu Okca, 2019) de nehirle insan arasındaki etkileşiminden kaynaklanan diğer bir kültürel jeolojik özelliktir.

Görsel ve bilimsel yönden öne çıkan doğal ve jeolojik alanları ziyaret edenler, yukarıda da değinildiği gibi, genellikle iki grupta toplanır. İlk grup, bölgedeki ulaşım, konaklama, lokanta ve kafe gibi alt yapı tesislerini ve bunların kalitesini sorgularken, ikinci grup, daha çok doğal-jeolojik ve varsa, kültürel kaynak değerlerle ilgili olup bunların korunması, tanıtımı ve buralarla ilgili bilimsel nitelikli yayınları merak eder (Božić ve Tomić, 2015). Buna göre, Çal Kanyonu ve çevresine bakıldığında, mevcut alt yapının peyzaj ve doğa odaklı ziyaretçi grubunu tatmin edecek düzeyde olduğu söylenemez. Hâlihazırda, kanyon içinde ahşap yürüyüş yollarının yapımı devam etmektedir. Bu yürüyüş yolları tamamlandığında, kanyonun giriş ve çıkış noktaları arasında kesintisiz bir yaya ulaşımı sağlanmış olacaktır. Ancak konaklama tesisleri, ziyaretçi merkezi, bilgilendirme panoları, seyir terası ve gözlem noktaları önemli eksiklikler arasındadır. Esasen kanyonun giriş veya çıkış noktaları ziyaretçi merkezi kurulması için oldukça uygundur.

Bazı jeositlerde ve/veya jeoparklarda jeolojik değerlerin yanı sıra kültürel değerler de bulunur. Bu kültürel değerler jeositler ve/veya jeoparklar için birer zenginliktir. Örneğin ülkemizde UNESCO Küresel Jeopark Ağı içinde yer alan Kula-Salihli Jeoparkı’nda, jeodeğerlerin dışında kültürel alanlar da (Tarihi Kula evleri, Sard Harabeleri ve Bintepele) yer alır (<https://kulasalihligeopark.com/kulturel-miras/>; erişim: 18.4.2021). Denizli ilinde jeolojik ve kültürel değerlerin bir arada olduğu başka bir örnek ise Pamukkale’dir. Pamukkale, traverten oluşumları ve sıcak su kaynaklarının yanı sıra Hierapolis gibi antik bir kente ev sahipliği yapmaktadır. Bu özelliği nedeniyle, Pamukkale 1988 yılından bu yana UNESCO Dünya mirası listesinde yer almaktadır. Çal Kanyonu örneğinde, kanyon

dışındaki 5-6 km’lik yakın çevrede Kayı Pazarı, Tarihi Hançalar Köprüsü (Şekil 11) ve Lounda ve diğer antik kent kalıntıları (Şekil 7a-d) bulunur (İmamoğlu ve Çetin, 2016).

Çal Kanyonu ve yakın çevresinde yapılan arazi gözlemleri ve değerlendirmelerden sonra özetle aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

- Çal Kanyonu, Çivril-Baklan Grabeni içinde kuzeydoğudan güneybatıya akan Büyük Menderes Nehri’nin, Yukarıseyit Köyü yakınlarında kuzeye doğru yön değiştirerek yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda 3 km’lik bir mesafe içinde, Menderes Masifi’nin mermerlerinden oluşan yükselimi kazmasıyla ortaya çıkmıştır. Kazıma süreçleri sırasında dik vadi yamaçları, basamaklı, düzensiz bir vadi tabanı ve beraberinde dev kazanları ve şelaleler gelişmiştir.
- Çalışma alanı (kanyon ve çevresi), barındırdığı jeodeğerler/jeoçeşitlilik (kanyon ve kanyon içindeki dev kazanları, şelaleler, mermer, şist gibi metamorfik kaya türleri, tortul kaya çeşitleri ve istif ve uyumsuzluk) nedeniyle öne çıkmakta ve yerbilimleri eğitimi için uygun bir alan niteliği taşımaktadır.
- Lounda Antik Kenti Hançalar Köprüsü ve Kayı Pazarı gibi tarihi yapıların yansız somut olmayan kültür değerlerinin (Koyun Atlama Geleneği) varlığı, kanyon ve çevresini daha değerli kılmaktadır.
- Her mevsim ulaşım kolaylığı, Çal ilçe merkezine yakınlığı ve sahip olduğu doğal ve kültürel özellikler nedeniyle kanyon ve çevresi doğa ve yerbilimleri eğitimi, doğa sporları, gezme, görme ve dinlenme etkinlikleri için çok uygundur.
- Çal Kanyonu’nda standartlara uygun park ve karavan-çadır alanları, pansiyon gibi konaklama tesisleri, araç, bisiklet ve yaya yolları, tematik yollar, patikalar, ziyaretçi merkezi, park ve dinlenme tesisleri, tuvaletler

ve güvenlik gibi alt yapı çalışmalarının yanı sıra, koruma, bakım ve tanıtıma yönelik çalışmalar eş zamanlı olarak yürütülmelidir.

- Yapılması önerilen çalışmaların sonucunda, Çal ilçesi ve çevresi, sürdürülebilir alternatif turizm faaliyetleri (jeoturizm, ekoturizm, kültür turizmi ve agroturizm vb) açısından önem kazanacak ve gelecek yıllarda yönetimin koruma-kullanma dengesi gözetmek koşuluyla, halkın yöreye özgü ürünlerini tanıtması, bunları talepedenlerle buluşturması, üzerinde yaşadıkları ve ürün aldıkları bölgeyi daha iyi tanıyıp korumaları ve ziyaretçilere rehberlik hizmeti sağlayabilmeleri bakımından da sürdürülebilir kalkınmaya katkı sağlaması mümkün olabilecektir. Böylelikle ülkemizin turizm potansiyelini arttırmak adına Denizli'nin incisi olarak bilinen Pamukkale Travertenleri'nin yanı sıra yerli ve yabancı ziyaretçilerin gezi rotalarına dahil edebilecekleri bir alan daha eklenmiş olabilecektir.

EXTENDED SUMMARY

Turkey, located in the Alpine-Himalayan mountain belt, has great potential in terms of geological diversity. Formations such as canyons, potholes, caves, waterfalls, volcanic cones, fairy chimneys, fossil beds, and travertine-tufa landscapes are examples of this diversity. The minerals, rocks and fossils found on the Earth shed light on a history spanning millions of years. Therefore, protecting information about the Earth's history depends on the protection of geological diversity.

Canyons, formed by the deeply incision of rigid rock units such as limestone, marble and conglomerate, occupy an important place in geological diversity and geotourism. There are beautiful examples of canyon formations in Turkey, especially in parts of the mid-western Black Sea region in the north and the Taurus Mountains in the south.

The aim of this study is to evaluate the geological-geomorphological, archaeological and cultural values of the Çal Canyon located near the town of Çal in the province of Denizli as a geological value, from the viewpoint of geodiversity and cultural geology.

The oldest rock units around the canyon are the metamorphic rocks of the Menderes Massif, formed of various schists and marbles. The metamorphic rocks are overlain by the Mesozoic carbonates (e.g., limestone, dolomitic limestone) and ophiolitic rocks (e.g., gabbro, diorite) of the Lycian nappes with a tectonic contact. Around the canyon, alluvial and fluvio-lacustrine sediments of the Upper Miocene-Pliocene and Pleistocene age cover the basement rocks unconformably. Alluvial deposits are typical with their brownish to red color in the vicinity of the village of Şapçılar.

The depth of the canyon, which was developed within the marbles of the Menderes Metamorphics, is 60 meters. The canyon's formation started at the end of Pliocene and its development continued in Quaternary. Its length is approximately 3 km in a N-S direction. The ridge where the canyon developed has a threshold feature between the Çivril-Baklan graben in the east and the Çal basin in the west. The canyon also provides a hydraulic connection between these two basins. The canyon was opened to tourism activities in 2011. A few meters above the river bed, walking paths suspended on the rocky canyon walls were built using stone, wood and iron materials, beginning from the northern end, for visitors to walk through the canyon comfortably and safely.

In the south, at the entrance of the canyon, are the ruins of the ancient city of Lounda, with water channels and rock settlements. The historical Hançalar Bridge and Kayı Bazaar, constructed in the Seljuk period, are located in the north of the canyon. The valley is quite suitable for earth sciences education, geotourism and nature tourism (camping and caravan tourism for nature lovers)

and it is possible to do outdoor and water sports in the valley. Around Çal, vineyards are widespread and there is a special grape known as 'Çalkarası', specific to the district.

At the end of August every year in the village of Aşağıseyit near Çal, an event known as 'sheep passing' or 'Shepherd's Day', a nomad tradition, is held in the waters of the Büyük Menderes River. This event has been proposed to UNESCO as an intangible cultural heritage.

In the context of the arrangement of the canyon and its surroundings considering a balance of protection and usage, infrastructure works such as a visitor center to serve also as a museum, accommodation, bicycle and pedestrian and thematic paths, parking areas, recreational facilities and toilets should be completed. In addition to these, it would be useful to place promotion and direction boards in appropriate places. Thus, together with sustainable alternative tourism (geotourism, ecotourism, agrotourism, etc.), nature, earth sciences and cultural education activities will gradually increase in the region. Thus, local people will gain economic, social and cultural benefits from these activities and it is expected that the canyon and its immediate surroundings would become a leading geosite of the "Denizli Travertine Geopark" initiative in the forthcoming years.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, farklı dönemlerde yaptıkları arazi çalışmaları sırasında kendilerine sağlanan lojistik destekler için Çal Belediye Başkanlığı'na ve Bülent Topuz'a teşekkür ederler. Makalenin değerlendirme aşamasında Ercan Aksoy (Fırat Üniversitesi) ve Bilge Yılmaz Kolancı (Pamukkale Üniversitesi) katkıda bulunmuşlardır.

ORCID

Arzu Gül  <https://orcid.org/0000-0002-4998-1917>

Mehmet Özkul  <https://orcid.org/0000-0002-0949-4225>

KAYNAKLAR

- Alçıçek, M. C., Mayda, S. & Alçıçek, H. (2012). Faunal and palaeoenvironmental changes in the Çal Basin, SW Anatolia: implications for regional stratigraphic correlation of late Cenozoic basins. *Comptes Rendus Geoscience*, 344, 89–98.
- Alçıçek, H. & Alçıçek, M.C. (2014). Palustrine carbonates and pedogenic calcretes in the Çal basin of SW Anatolia: Implications for the Plio-Pleistocene regional climatic pattern in the eastern Mediterranean. *Catena*, 112, 48–55.
- Altunel, E. (2012). Kültürel Jeoloji; jeolojinin insanoğlunun yaşamı üzerindeki etkileri. N. Kazancı ve A. Gürbüz (Ed. ler), *Kuvaterner Bilimi*, (s. 195–214). Ankara Üniversitesi Yayını.
- Arpat, E. (1976). İnsan Ayağı İzi Fosilleri: Yitirilen Bir Doğal Anıt. *Yeryuvarı ve İnsan*, 1, 2, 3-4.
- Atalay, E. Ö. (1982). Kırklareli – Dupnisa Mağara Sistemi. *Yeryuvarı ve İnsan*, 7 (2), 22-25.
- Atayeter, Y., Çiloğlu, M. H. ve Büyükkal, A. H. (2007). Uçansu Çağlayanları (Gebiz – Antalya). *Marmara Coğrafya Dergisi*, 16, 207–222.
- Boyraz, S. (2011). Denizli yöresi (Çal, Çivril, Baklan) Neojen yaşlı eski toprakların (paleosol) sedimentolojisi, Güneybatı Anadolu, Türkiye [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Boyraz, S. ve Yedek, Ö. (2012). Kızılcahamam-Çamlıdere Jeoparkı. *TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Haber Bülteni*, 2, 21–24.
- Božić, S. & Tomić, N. (2015). Canyons and gorges as potential geotourism destinations in Serbia: Comparative analysis from two perspectives–general geotourists and pure geotourists. *Open Geosciences*, 7(1), 531–546.
- Bozkurt, E., (2001). Neotectonics of Turkey-A synthesis: *Geodinamica Acta*, 14, 3–30.
- Canik, B. (1972). Jeoloji mostralarına saygı. *Türkiye Jeoloji Kurumu, Yıllık Bülteni*.

- Canpolat, E., Çılğın, Z., Bayrakdar, C. (2020). Jeomorfoturizm Potansiyeli Bakımından Emecik Kanyonu – Şelalesi (Çameli, Denizli). *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 5, 64-86.
- Çiftçi, Y. ve Yıldırım, G. (2021). Nemrut - Süphan öneri jeopark alanında (Bitlis - Türkiye) doğal ve kültürel miras bütünleşmesi ile jeokoruma önerileri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 165, 191-215. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.860092>
- Doğan, U. & Koçyiğit, A. (2018). Morphotectonic evolution of Maviboğaz canyon and Suğla polje, SW central Anatolia, Turkey. *Geomorphology*, 306, 13–27.
- Ekici, M. (2006). Denizli Halk Edebiyatı ve Halk Kültüründe Çal Yöresinin yeri. *Çal Sempozyumu Bildirileri* (s.:474-490). 01-03 Eylül 2006, Denizli.
- Erdan, E. (2020). Cup-Marks in Alinda. M. Çekilmez ve U. Kapuci, U. (Eds.) *Alinda Araştırmaları I Alinda Antik Kenti ve Çevresi Arkeolojik Yüze Araştırmaları - Eski Belgeler ve Yeni Araştırmalar* (s.:45-62). Adnan Menderes Üniversitesi Matbaası, Aydın.
- Eriñç, S. (2012). Jeomorfoloji I (Güncelleştirenler, A. Ertek ve C. Güneysu). Der Yayınları, İstanbul.
- Gedik, A. 1977. Korunması gerekli doğal anıtlarımızdan Akyatan Gölü (Lagün). *Yeryuvarı ve İnsan*, 2(3), 38-44.
- Gül, A., Boyraz, S. ve Özkul, M. (2007). Kısık Kanyonu (Çal-Denizli) Jeositi ve Jeoturizm Özellikleri. 60. *Türkiye Jeoloji Kurultayı (16-20 Nisan 2007) Bildiri özleri Kitabı*. MTA, Ankara. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/d033f2517f2915c_ek.pdf
- Güldalı, N. (1972). Mağaralar: Yıkıma uğrayan doğal güzelliğimiz. *Yeryuvarı ve İnsan*, 2(1), 70-72.
- Güldalı, N., Önal, Ö. ve Nazik, L. (1981). Türkiye’de Mağara Araştırmaları. *Yeryuvarı ve İnsan* 6(3-4), 5-7.
- Güldalı, N. ve Şaroğlu, F. (1983). Konya Yöresi Obrukları. *Yeryuvarı ve İnsan*, 7, 14-18.
- Gündoğan, İ., Helvacı, C. & Sözbilir, H. (2008). Gypsiferous carbonates at Honaz Dağı (Denizli): first documentation of Triassic gypsum in western Turkey and its tectonic significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32, 49–65.
- Güngör, Y. (2009). Doğanın Öyküsünü Anlamak: Jeoturizm, *Mavi Gezegen*, 14, 4-8.
- Gürbüz, A., Boyraz, S. M. & Ismael, M. T. (2012). Plio-Quaternary development of the Baklan-Dinar graben: Implications for cross-graben formation in SW Turkey. *International Geology Review*, 54(1), 33-50.
- Gürgöze, S. ve Uzun, A. (2020). Ozan Kanyonu’nun jeomorfolojisi, Malatya, *Türkiye. Kesit Akademi Dergisi*, 6(25), 116-128.
- Hose, T. A. (1995). Selling the Story of Britain’s Stone. *Environmental Interpretation*, 10(2), 16-17.
- Hose, T. A. (2000). Rocks, Rudists & Writing: An Examination of Populist Geosite Literature. In K. Addison (Ed.), *Proceedings of the Third UK Annual Riggs Conference* (pp.:39-62), Newton Rigg, Penrith.
- İmamoğlu, İ. ve Çetin, M. (2016). *Osmanlı ve Cumhuriyet Tarihi Arşiv Belgelerinde Çal Tarihi kitabı*. Denizli Büyük Şehir Belediyesi Kültür Yayınları, Birinci baskı, 274 s.
- İnaner, H., Sümer, Ö. & Akbulut, M. (2019). New geosite candidates at the western termination of the Büyük Menderes graben and their importance on science education. *Geoheritage*, 11(4), 1291-1305.
- Karlstrom, K. E., Timmons, J. M. & Crossey, L. J. (2012). Introduction to Grand Canyon geology, In J.M. Timmons, & K. E. Karlstrom (Eds.), *Grand Canyon Geology: Two Billion Years of Earth’s History* (pp.: 1-6). Geological Society of America, Special Paper 489.
- 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.
- Kazancı, N. (2005). Kültürel Jeoloji. *Mavi Gezegen* 12, 14–16.
- Kazancı, N. (2010). *Jeolojik Koruma; Kavram ve Terimler*. Jeolojik Mirası Koruma Derneği yayını, Ankara, 60.
- Kazancı, N., Dündar, S., Alçiçek, M. C. & Alper, G. (2009). Quaternary deposits of the Büyük Menderes Graben in western Anatolia, Turkey: Implications for river capture and the longest

- Holocene estuary in the Aegean Sea. *Marine Geology*, 264(3-4), 165-176.
- Kazancı, N., Gürbüz, A. ve Boyraz, S. (2011). Büyük Menderes Nehri'nin Jeolojisi ve Evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 54(1-2), 25-56. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/46966/589505>
- Kazancı, N., Boyraz, S., Özkul, M., Alçıçek, M. C., Kadioğlu, Y. K., 2012. Late Holocene terrestrial tephra record at western Anatolia, Turkey: Possible evidence of an explosive eruption outside Santorini in the eastern Mediterranean. *Global and Planetary Change*, 80-81, 36-50.
- Kazancı, N., Şaroğlu, F. ve Suludere, Y. (2015). Jeolojik Miras ve Türkiye Jeositleri Çatı Listesi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 151, 263-272. <https://doi.org/10.19111/bmre.39701>
- Kazancı, N., Erdem Özgen, N. ve Erturaç, M. K. (2017). Kültürel jeoloji ve Jeolojik Miras; Yerbilimlerinin Yeni Açılımları. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 60(1), 1-16. <https://doi.org/10.25288/tjb.297797>
- Keskin Citiroglu, H., Işık, S. & Pulat, O. (2017). Utilizing the geological diversity for sustainable regional development, a case study-Zonguldak (NW Turkey). *Geoheritage*, 9, 211-223.
- Ketin, İ. (1977). *Doğal Anıtlar (in Turkish)*. In: Yerbilimlerinde Panel 2. Geological Association of Turkey, Ankara.
- Koçyiğit, A. (2005). The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin-fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 167-208.
- Koralay, T. & Kılınçarslan, S. (2015) Mineropetrographic and isotopic characterization of two antique marble quarries in the Denizli region (western Anatolia, Turkey), *Periodico di Mineralogia*, 84, 2, 263-288.
- Koralay, T. & Kılınçarslan, S. (2016). A multi-analytical approach for determining the origin of the marbles in Temple-A from Laodicea ad Lycum (Denizli-Western Anatolia). *Journal of Cultural Heritage*, 17, 42-52.
- Koyuncu Okca, A. (2019). Çoban Bayramı: Sudan Koyun Geçirme (Denizli-Çal-Aşağıseyit). *Art-e Sanat Dergisi*, 12, 108-124.
- Kök, Ş. (2006). Çal Yöresi Su Değirmenleri. *Çal Sempozyumu Bildirileri kitabı* (s.: 835-849), Denizli.
- Köroğlu, F. & Kandemir, R. (2019). Vulnerable Geosites of Çayırbağı-Çalköy (Düzköy-Trabzon) in the Eastern Black Sea Region of NE Turkey and Their Geotourism Potential. *Geoheritage*, 11, 1101-1111.
- Kula-Salihli UNESCO Global Jeoparkı (2021, 12 Nisan), <https://kulasalihligeopark.com/hakimizda/>.
- Özkul, M. ve Yağız, S. (2007). Çal Bölgesi'nin jeolojisi ve Doğaltaş kaynakları. B. Topuz, R. Urhan, M. A. Gülel (Ed.ler), 21. *Yüzyıla Girerken Geçmişten Günümüze Çal Yöresi, Baklan-Çal-Bekilli* (s.: 198-202). Çal Sempozyumu Bildirileri, Denizli.
- Özkul, M., Kele, S., Gökğöz, A., Shen, C. C., Jones, B., Baykara, M. O., Föziz, I., Nemeth, T., Chang, Y.-W. & Alçıçek, 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.
- Özler, H. M. (2000). Hydrogeology and geochemistry in the Çürüksu (Denizli) hydrothermal field, western Turkey. *Environmental Geology*, 39, 1169-1180.
- Perinçek, D. (1979). Cilo Dağı, Sat Gölleri. *Yeryuvarı ve İnsan*, 4, 3, 25-35.
- Polat, S. ve Güney, Y. (2013). Uşak ili arazisinde karstik şekiller. *Marmara Coğrafya Dergisi*, 27, 440-475.
- Sinanoğlu, D., Siyako, M., Karadoğan, S. ve Özgen Erdem, N. (2017). Kültürel Jeoloji Açısından Hasankeyf (Batman) Yerleşmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 60(1), 35-47. <https://doi.org/10.25288/tjb.297815>
- Şengün, M. T. (2011). Saklıkent Canyon (Fethiye-Turkey). *Procedia Social and Behavioral Sciences*, 19, 571-579.
- Şenol, F. ve Şenol, M. (1978). KB Bulgaristan'da bulunan Panora Karst Sistemi'ne bağlı bazı mağaralar ve Türkiye'de mağaracılık. *Yeryuvarı ve İnsan*, 3(1), 11-14.
- Şimşek, Ş. (2003). Hydrogeological and isotopic survey of geothermal fields in the Büyük Menderes graben, Turkey. *Geothermics*, 32, 669-678.

- Tekkaya, İ. (1976). İnsanlara ait fosil ayak izleri. *Yeryuvarı ve İnsan*, 1(2), 8-12.
- Topal, S. (2018). Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Acıgöl fault, SW Turkey. *Arabian Journal of Geosciences*, 11, Article 198. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3545-z>.
- Ulakoğlu, M.S. (1978). Yeni bir çağlayanlar dizisi. *Yeryuvarı ve İnsan*, 3(1), 8-11.
- Uncu, L. & Karakoca, E. (2019). Evaluating the geomorphological features and geotourism potentials of Harmankaya canyon (Bilecik, Turkey). *Journal of Tourism and Hospitality Management*, 7(1), 1-15.
- Ünal İbret, B. ve Cansız, E. (2016). Kanyon turizmi ve ekoturizm açısından değerlendirilmesi gereken bir yöre: Küre Ersizlerdere-Karacehennem kanyonu. *Marmara Coğrafya Dergisi*, 34, 107-117.



Kestanelik Granitoidinin Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri
(Çanakkale, Biga Yarımadası)
Petrographical and Geochemical Characteristics of the Kestanelik Granitoid
(Biga Peninsula, Çanakkale)

Didem Kıray^{1*} , Oya Cengiz² 

¹*Barbaros Mah. Hacı Mustafa Bey Cad. No:12, Merkez 17100, Çanakkale*
²*Süleyman Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Çünür 32000, Isparta*

• Geliş/Received: 12.10.2022 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 22.12.2022 • Kabul/Accepted: 08.01.2023
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 23.01.2023 • Baskı/Printed: 31.01.2023

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Bu çalışmada, Biga Yarımadasında Şahinli köyü (Lapseki, Çanakkale) civarında yüzeyleyen ve Au-Ag cevherleşmesiyle ilişkili olan Eosen yaşlı Kestanelik granitoidinin petrografik ve jeokimyasal özellikleri ortaya konulmuştur. Sakarya Zonu'nda yeralan Karabiga masifi içerisindeki inceleme alanının temelinde Geç Ediyakaran-Erken Kambriyen yaşlı Çamlıca metamorfikleri bulunmakta ve üzerine tektonik dokanaklı Üst Kretase yaşlı Çetmi melanjı gelmektedir. Çamlıca metamorfikleri, Kestanelik Granitoidi tarafından kesilmiştir ve bu granitoidi kırıntılı tortul kayalar içerir. Soğucak formasyonu üzerler. Andezit-bazalt parçacıklı piroklastikler, bazalt daykları ve lav akıntıları ve çamurtaşı içerir Şahinli formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlar sahadaki tüm birimlerin üzerine uyumsuzlukla gelir. İncelenen Kestanelik granitoidi stok şekilli intrüzyif bir kütledir. Granit, kuvars monzonit ve kuvarsça zengin granitoid bileşimli kayalar içerir. Bu kayaların ana mineralleri kuvars, K-feldspat, plajiyoklas, amfibol, hornblend ve biyotit olup, serizit, illit, klorit, smektit, kaolinit, dolomit, hematit, kristobalit ve alünit ikincil minerallerini kapsar. Kestanelik granitoidinde arjilik, piropilitik ve silisleşme alterasyon tipleri gözlenmektedir.

Kestanelik granitoidi genellikle şoşonitik, kalkalkalen, subalkali ve genellikle metalümin karakterlidir ve I-tipi bir magmadan türemiştir. Yüksek silis içeriğine (%64,9-75,49) sahiptir ve ana-iz element değişimleri granitoidin gelişiminde plajiyoklas ve K-feldspat fraksiyonlaşmasının etkili olduğunu gösterir. Granitoidde, ilksel mantoya göre NYE diyagramında LILE zenginleşmesi oldukça fazladır. Kondrite göre normalize edildiğinde, granitoidin hafif NYE bakımından zenginleştiği ve ağır NYE bakımından da fakirleştiği belirlenmiştir ve aynı zamanda negatif Eu anomalisine ($Eu/Eu^*=0,87$) de sahiptir. Kestanelik granitoidleri, volkanik yay (VAG) ve çarpışma ile eş yaşlı (syn-COLG) granitlerdir ve magmatik veya kabuk kökenlidir.

Anahtar Kelimeler: Biga Yarımadası, jeokimya, Kestanelik Granitoidi, köken, petrografi.

Abstract: In this study, the petrographical and geochemical signatures of the Kestanelik Granitoid outcropping near the Şahinli region (Lapseki, Çanakkale) on the Biga Peninsula and associations with Au-Ag mineralization were determined. The Late Ediacaran-Early Cambrian Çamlıca metamorphics form the basement of the study area within the Karabiga massif in the Sakarya Zone. These metamorphics were thrust tectonically in the Upper Cretaceous Çetmi mélange. The Çamlıca metamorphics are cut by the Eocene Kestanelik Granitoid, and the granodiorite is unconformably overlain by the Soğucak Formation composed of clastic sedimentary rocks. The Şahinli Formation comprises andesite-basalt, fragmented pyroclastics, basalt dykes and lava flows, and mudstone. Quaternary alluvium unconformably covers all units in the area. The Kestanelik Granitoid is an intrusive mass in the form of a stock and contains rocks with granite, quartz monzonite and quartz-rich granitoid composition. The main minerals in these rocks are quartz, K-feldspar, plagioclase, amphibole, hornblende and biotite, and there are secondary minerals such as sericite, illite, chlorite, smectite, kaolinite, dolomite, hematite, cristobalite and alunite. This granitoid has undergone strong alteration and argillic, propylitic and silicification alteration are observed.

The Kestanelik Granitoid generally has shoshonitic, calc-alkaline, subalkaline and metaluminous character, and was derived from an I-type magma. It has high silica content (64.9-75.49%), and major-trace element changes indicate that plagioclase and K-feldspar fractionation were effective in the development of the granitoid. In the granitoid, LILE enrichment is quite high on the REE diagram normalized to the primary mantle. Normalized to chondrite, the granitoid is enriched in light REE and depleted in heavy REE, and also has a negative Eu anomaly ($Eu/Eu^=0,87$). The Kestanelik Granitoid comprises granites of synchronous age to the volcanic arc and collision, and has magmatic or crustal origin.*

Keywords: Biga Peninsula, Kestanelik Granitoid, petrography, geochemistry, origin.

GİRİŞ

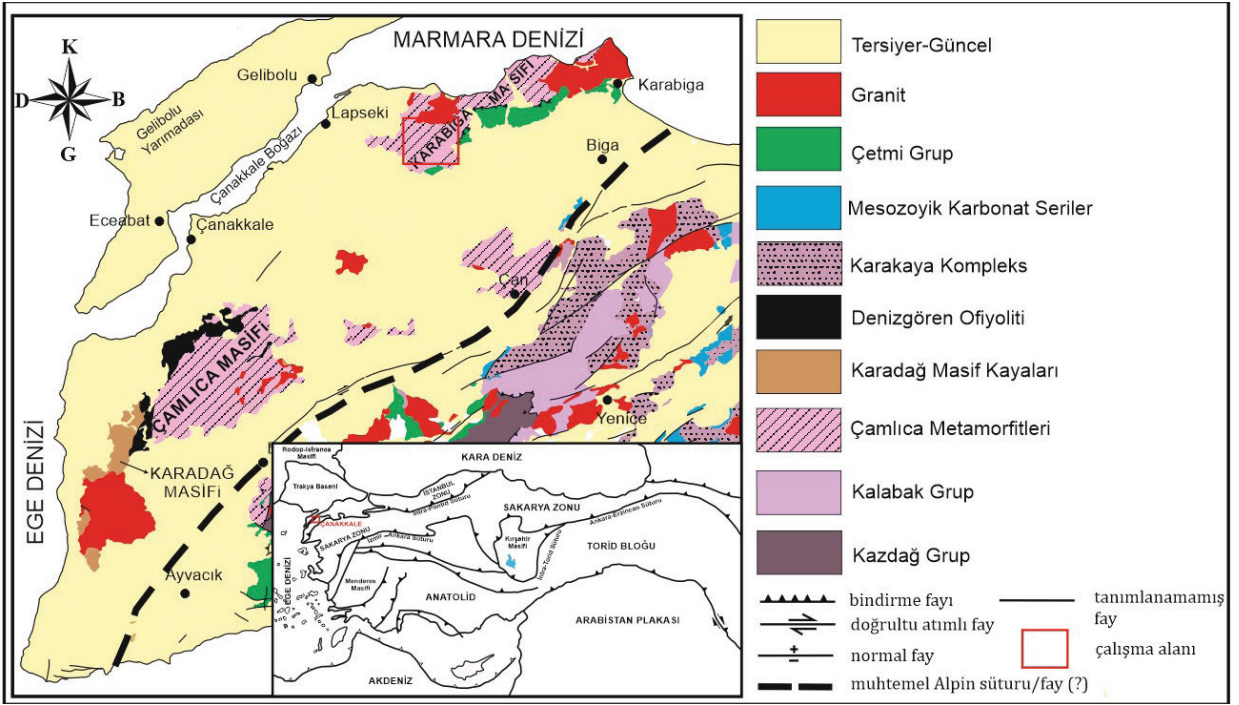
Alpin-Himalaya orojenik kuşağında yer alan Sakarya Zonu, çarpışma magmatizmasının ürünü olan intrüzif ve ekstrüzif kayaçların yaygın olarak gözlemlendiği önemli alanlardan birisidir. Kuzeybatı Anadolu'da Anatolid-Torid platformu ile Sakarya kıtasının Geç Kretase-Erken Tersiyer döneminde çarpışması sonucunda geniş yayılımlar sunan magmatizma gelişmiştir. Biga Yarımadası'ndaki intrüzif kütleler, Neo-Tetis'in kuzey kolunun kapanmasını takiben gelişen çarpışma sonrası magmatizmanın ürünleridir. Bu plütönik kayaçları, Delaloye ve Bingöl (2000) Kambriyen-Orta Jura arası yaşlara sahip granitoidler ve Üst Kretase-Geç Miyosen'e kadar devam eden granitoidler olmak üzere iki yaş grubunda toplamıştır. granitoidlerin yaşları kuzeyde Orta Eosen'de başlamış ve güneye doğru Miyosen sonlarına kadar devam etmiştir (Karacık ve Yılmaz, 1998; Genç ve Altunkaynak, 2007; Yılmaz Şahin vd., 2010; Akgündüz vd., 2012; Aydın vd., 2019). Eosen yaşlı magmatik kütleler Kestanelik, Karabiga, Güreci, Kuşçayır, Dikmen ve Laledağ granitoidleri, Oligo-Miyosen magmatik kütleleri ise Sarıoluk, Yenice, Kestanbol, Eybek, Evciler, Çamyayla, Alanköy ve Karadoru granitoidleridir. Biga Yarımadası'nda farklı lokasyonlardaki bu granitoidlerin jeolojisi ve cevherleşmeleri, mineralojisi-petrografisi, petrolojisi, jeokimyası ve jeokronolojisi ile ilgili pek çok araştırma mevcuttur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Bingöl vd., 1982; Birkle vd., 1995; Okay vd., 1996; Genç, 1998; Delaloye ve Bingöl, 2000; Okay ve Satır, 2000; Yılmaz vd., 2001; Güçtekin vd., 2004; Yücel-Öztürk vd., 2005; Genç ve Altunkaynak, 2007; Altunkaynak ve Genç, 2008; Karacık vd., 2008; Hedenquist, 2011; Akgündüz

vd., 2012; Altunkaynak vd., 2012b; Aysal vd., 2012; Altunkaynak ve Dilek, 2013; Karaoğlu ve Helvacı, 2014; Aysal, 2015; Özdamar, 2018; Aydın vd., 2019; Erenoğlu ve Bozcu, 2021). Bu granitoidler bölgedeki metalik cevherleşmeleri barındırdıkları için büyük öneme sahiptirler.

Çalışmanın konusunu oluşturan Biga yarımadasının kuzeyindeki Karabiga Masifinde bulunan granitoidik kayaçlar (Şekil 1), inceleme alanındaki Au-Ag cevherleşmesi ile ilişkilidir. Bölgede özel şirket tarafından işletilen granitoid içerisindeki kuvars damarlarında gözlenen düşük sülfidasyonlu sistem temelinde Au-Ag yatağı bulunmaktadır. Kestanelik granitoidi ile ilgili ayrıntılı petrografik ve jeokimyasal bir incelemeye literatürde bugüne kadar rastlanmamıştır. Bu granitoid ilk defa Kıray (2021) tarafından Kestanelik Au-Ag cevherleşmesi kapsamında incelenmiştir. Bu çalışmada, Şahinli (Lapseki-Çanakale)'de yüzeylenen Kestanelik granitoidinden derlenen karot numunelerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri ile değerlendirilerek magmanın kökeni ve oluştukları tektonik ortamın belirlenmesi amaçlanmıştır.

JEOLÖJİK KONUM

Alp-Himalaya orojenik sisteminde önemli bir konuma sahip olan Batı Anadolu, çarpışmalı magmatizmanın yaygın olduğu, kabuk-manto etkileşiminin var olduğu ve magmatik-tektonik olayların birlikte gözlemlendiği önemli bir kuşaktır (Aldanmaz vd., 2000; Altunkaynak ve Genç, 2008).



Şekil 1. Çalışma alanının bölgesel jeolojini gösteren yerbuldurusu haritası (Okay ve Tüysüz, 1999; MTA, 2012; Tunç vd., 2012'den değiştirilmiştir).

Figure 1. Location map showing the regional geology of the study area (modified from Okay and Tüysüz, 1999; MTA, 2012; Tunç et al., 2012).

Türkiye'deki doğu-batı yönlü orojenik kuşakları kuzeyden güneye doğru; Pontidler (Laurasian bölümü), Anatolidler, Toroslar ve Kenar kıvrımları (Gondwana bölümü) şeklinde dört tektonik birimden oluşmaktadır (Ketin, 1966). Türkiye'nin kuzeybatısı kuzeyde Pontid-içi, güneyde İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı ile sınırlanmıştır (Şekil 1). Bu zonun kuzeyi Pontidler veya Sakarya Zonu olarak bilinir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1990). Biga Yarımadası, Alp tektonik kuşağının Sakarya Kıtası (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 2019), Sakarya Zonu (Okay vd., 1990) ve/veya Sakarya Kompozit Kuşağı (Göncüoğlu, 2010) olarak tanımlanan temel kayaların en iyi gözlemlendiği alanlarından biridir. Sakarya zonu başlıca Kazdağ, Karadağ,

Çamlıca ve Karabiga masiflerinden oluşmaktadır (Okay vd., 1990).

Çalışma alanı Karabiga Masifi içerisinde yer almaktadır. Bu masifte, Geç Ediyakaran-Erken Kambriyen yaşlı (Tunç vd., 2012; Yiğitbaş ve Tunç, 2020) Çamlıca metamorfik temel kayaları ve tektonik kontaklı Üst Kretase yaşlı (Duru vd., 2012; Çakır ve Karakaş, 2018) Çetmi Mélanji, Eosen yaşlı Kestanelik granitoidi ve kuvars damarları tarafından kesilmektedir. Eosen yaşlı kırıntılı kayaları kapsayan Soğucak formasyonu ve andezit-bazaltlı piroklastikler, bazalt daykları ve çamurtaşı içeren Şahinli formasyonu ile Kuvaterner yaşlı alüvyonlar tüm birimleri uyumsuzlukla üzerler (Şekil 2).

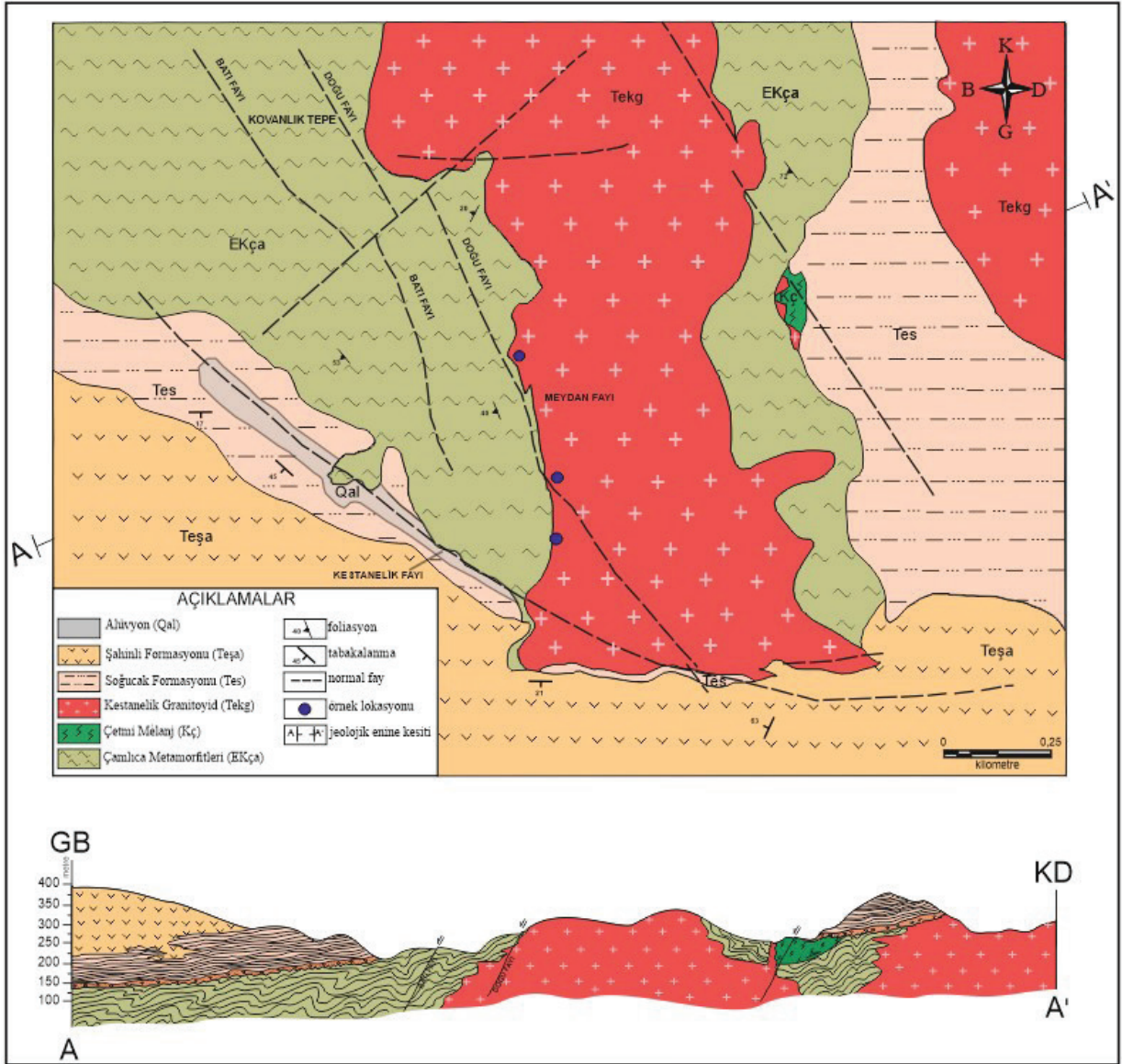
SİSTEM/ SERİ	FORMASYON	SEMBOL	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Kuvaterner	Alüvyon	Qal		Alüvyon
Orta Eosen - Üst Eosen	Şahinli Formasyonu	Teşa		Andezit-bazalt parçacıklı piroklastikler, bazalt daykları, lav akıntıları içeren ince taneli çamurtaşı
	Soğucak Formasyonu	Tes		Orta-iri taneli fosilli (nummulites, vb.), açık renkli, kil-kum boyutlu ince taneli çamurtaşı
				Kil ara katkılı kumtaşı, tortul breş; kuvars-şist matriks destekli çakıltaşı ara katmanı
				Oksitlenmiş çakıltaşı: kuvars, şist, intrüzif parçalar-bloklar
	Kestanelik Granitoyidi	Tekg		Granitoyid
Üst Kretase	Çetmi Mélanjı	Kç		Serpantin Tektonik dokanak
Geç Ediyakaran - Erken Kambriyen	Çamlıca Metamorfileri	EKça		Kuvarsit, serizit kuvars şist, kuvars şeyl, meta kumtaşı ve mermer (muskovit-kuvars şist ve kuvars mercekli kalkışist)

Şekil 2. İnceleme alanının tektonostratigrafik sütun kesiti (Tümad Madencilik, 2020 ve Kıray, 2021'den değiştirilmiştir).

Figure 2. Tectonostratigraphic columnar section of the study area (modified from Tümad Mining, 2020 and Kıray, 2021).

Altın yatağının oluşumunda etkili olan intrüzif kütle, Okay vd. (1990) tarafından adlandırılan Çamlıca metamorfilerine stok olarak yerleşmiştir (Şekil 3). Chesser Resources Co. (2012) tarafından Kestanelik granitoyiti olarak adlandırılan bu granitoyid, kuvars-feldispat-hornblend porfir olarak tanımlanmıştır. İnceleme alanının orta ve kuzeydoğu kesiminde K-G gidişli olarak gözlenmektedir. İntrüzif kütle, tektonizmaya bağlı

olarak çok sayıda çatlak ve kırık içerdiğinden breşli bir yapıya sahiptir. Kestanelik granitoyidi, yoğun alterasyona maruz kalmıştır ve sahada açık grimsi-beyazımsı, sarımsı-kahve-bordomsu ayrışma renkleri ile dikkati çekmektedir (Şekil 4b). Sahanın orta kesiminde arjilik ve silisleşme gözlenirken, kuzeydoğusundaki alanda az altere, iyi gelişmiş piropilitik alterasyon zonlarına sahiptir.



Şekil 3. İnceleme alanının jeoloji haritası (Chesser Resources Co.2012; TÜMAD Madencilik, 2020; Kıray, 2021) ve A-A' enine kesiti (Kıray, 2021).

Figure 3. Geological map and A-A' cross-section of the study area (Chesser Resources Co.2012; TÜMAD Mining, 2020; Kıray, 2021).

Çalışma alanı yakınında yer alan Orta-Geç Eosen yaşlı (Ar/Ar yöntemiyle, biyotit $42,08 \pm 0,09$ ve hornblend $39,21 \pm 0,11$ My) Laledağ granodiyoriti (Erenoğlu, 2014) ile benzer

özelliklere sahip olmasından ve ayrıca Karabiga masifi içerisinde yer alan granitoidlerin yaşları incelenerek Kestanelik granitoidi Eosen yaşlı olarak kabul edilmiştir.

MATERYAL ve METOTLAR

Çalışma sahasında Kestanelik granitoyidinin yüzeylendiği alanlarda özel şirketler tarafından çok sayıda sondaj yapılmıştır. Seçilmiş sondajların farklı derinliklerinden 7 adet KED 06, 2 adet KED 17 ve 1 adet KED 135 sondajına ait toplam on adet karot numunesi alınmıştır. Bu numunelerin mineralojik-petrografik özelliklerini belirlemek için ince kesit analizleri, X-ışını kırınımı (XRD) detaylı kil analizleri ve jeokimyasal analizler yapılmıştır. İnce kesit numuneleri Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarında hazırlanmıştır. Aynı bölüme ait Su, Kayaç ve Mineral Analiz laboratuvarında kesitlerin mineralojik-petrografik tanımlamaları Olympus BX-51 polarize mikroskop altında 5,1 megapiksel kamera ile incelenmiştir. Görüntüleri Image Pro Plus 5.1v görüntü analiz sistemi kullanılarak alınmıştır.

Aynı numunelerin mineral birliklerini ve bolluklarını belirlemek için XRD analizleri, Afyon Kocatepe Üniversitesi Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi Laboratuvarı'nda Ni filtreli Shimadzu XRD-6000 model X-ışını difraktometresi, $\text{CuK}\alpha$ radyasyonu ve 1.544Å dalga boyuna sahip $\text{CuK}\alpha$ X-ışını kullanılarak yapılmıştır. Analiz için 40 kV ve 30 mA kırınım değerleri seçilmiştir. Değişiklik örnekleri $2^\circ/\text{dk}^2$ da taranarak ve $2^\circ-70^\circ$ (2Φ) goniometre kırınım açısı aralığında 2000 cps'lik (yoğunluk) bir pik yoğunluğunda analiz edilmiştir. Bu numunelerin mineralojisi, tüm kayaçlar, havada kurutulmuş (AD), etilen glikol (EG) ve 550°C XRD kil mineral bileşiminin detaylı analizi ile gerçekleştirilmiştir. Numunelerin XRD analizi için kil boyutundaki kırılmış numunelerden kılavuz numuneler hazırlanmış ve tane boyutu $250\ \mu\text{m}$ olan yaklaşık 20-30 gram numune kullanılmıştır. Numune 1000 cc cam veya polietilen tartım kabında tartılır. 55cc distile su ilavesi ile yaklaşık 10 dakika mekanik karıştırıcı ile karıştırıldıktan sonra 20°C 'de 1 saat dinlendirilir. 5-10 ml solüsyon süspansiyon yüzeyinden 5 cm derinliğe pipetleir ve analiz

için saklanır. Bu şekilde, sadece $<2\ \mu\text{m}$ taneler ve kil mineralleri için maksimum zenginlik elde edilir. Özellikle düşük 2 teta açısı bölgesinde kil minerallerinin bazal kırınımında yapay değişiklikler yaratmak için bu numunelere bir dizi standart ikincil işlem uygulanmıştır. Bu yapay değişimler sistematik olarak incelenmiş, kırınım profilleri ve benzer kil mineralleri ayırt edilmiş ve tanımlanmıştır. Kılavuz numunelerin aşağıdaki standart prosedürleri sonrası XRD grafikleri elde edilmiştir. Etilen glikol ile muamele, etilen glikol (sıvı veya fraksiyon) içeren açık bir kap içinde bir fırında (60°C) en az 1 saat ısıtılır. Etilen glikol ile işleme alınan numune, sıcaklığa duyarlı ($\pm 5^\circ\text{C}$) bir fırında en az 1 saat tutulur ve 550°C 'de ısıtılma işlemi tabi tutulur.

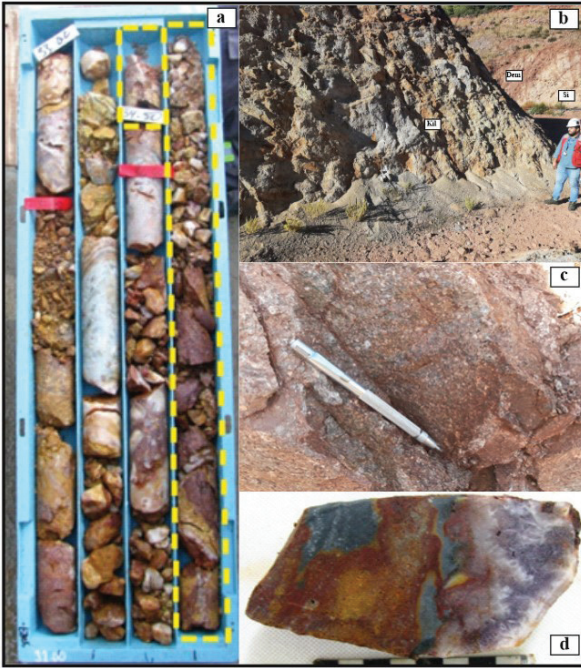
Granitoyidin kökeni, sınıflaması ve tektonik özelliklerini belirlemek için Bureau Veritas Mineral (BVM) Kanada laboratuvarlarında numuneler 200 mesh olacak şekilde öğütülmüştür. Daha sonra lityum borat füzyon ile çözülmüş ve Endüktif Olarak Eşleştirilmiş Plazma-Kütle Spektrometresi (ICP-MS) ve Emisyon Spektrometresi (ICP-OES) yöntemlerinde LF200 ve AQ200 kullanılarak majör oksit, minör oksit, iz-nadir toprak element analizleri yapılmış ve element içerikleri belirlenmiştir.

ARAŞTIRMA BULGULARI

Kestanelik Granitoyitinin Petrografisi

Granitoyidik kayacın genel mineralojik bileşimi başlıca kuvars, plajiyoklas, K-feldispat, amfibol, biyotit ile hornblend ana faz ile illit, serizit, klorit gibi ikincil fazların birlikteliğinden meydana gelmiştir. Kayaç kristalli ve porfiritik dokuya sahip, ince-orta tanelidir (Şekil 4). Kuvarslar iki evrelidir. Birincisi genellikle öz şekilsiz, ince ve orta kristalli ve minerallerin arasını doldurarak kristalleşir. İkinci evre kuvarısı damar şekilli olup tipik tarak yapısı göstermektedir (Şekil 5a, b, ve d). Bunun yanısıra granitoyidlerin sahadaki alterasyon

görünümündeki gibi ince kesit incelemelerinde de alterasyon minerallerine rastlanmıştır. Şekil 5a, c ve d'de görüldüğü gibi silisleşme alterasyonu mevcuttur. K-feldspat ve zonlu yapı gösteren plajiyoklaslar iri kristaller halindedir (Şekil 5b), çoğunlukla alterasyona uğraması sonucunda killeşmiş ve serizitleşmiştir (Şekil 5c ve d). Biyotitler yarı öz şekilli, damar kayalarda daha baskın koyu renkli mika mineralidir, ancak bozunmanın etkisiyle kloritleşmeler gösterir (Şekil 5a, c ve d). Öz ve yarı öz şekilli amfiboller mevcuttur. Hornblend, karbonatlaşarak ve klorite dönüşerek bozumaya uğramıştır (Şekil 5c ve d).

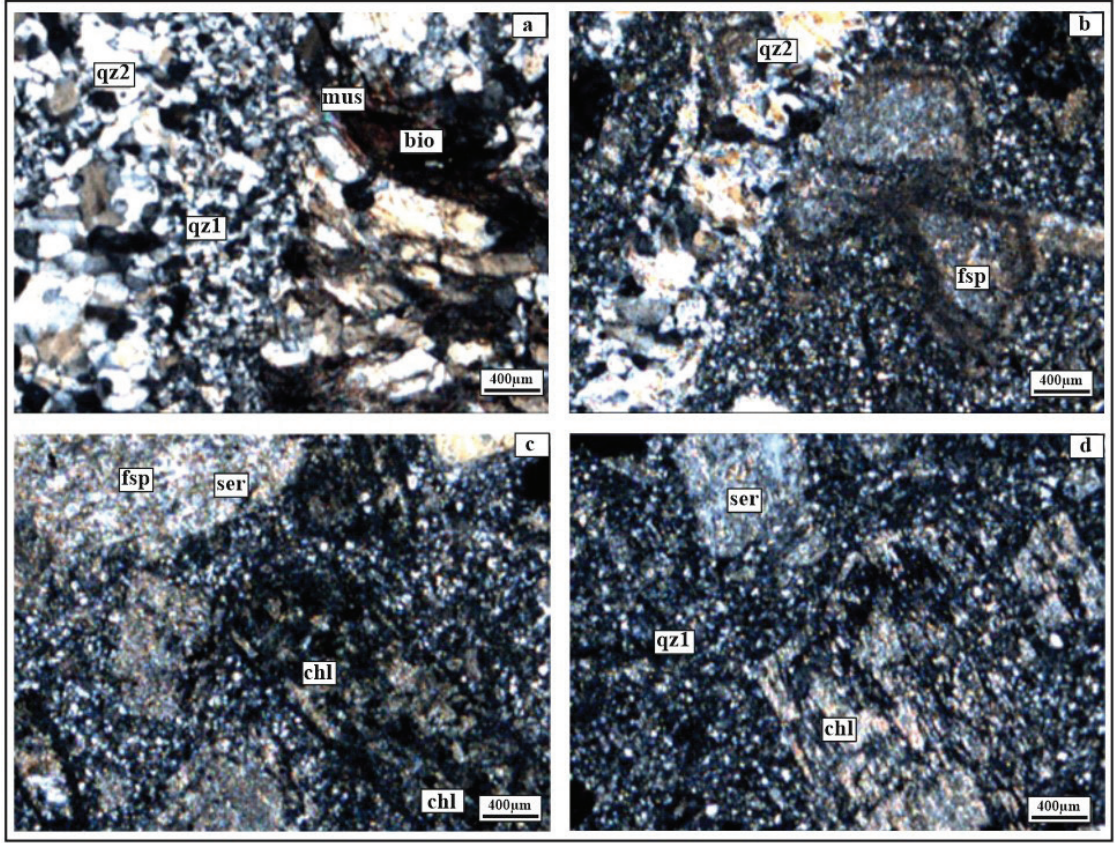


Şekil 4. a) KED 135-03 karot numunesi (35,50 m.), b) Kestanelik granitoidinin killeşme (kil), silisleşme (si) ve demiroksit (dem) alterasyonunun sahadaki görünümü, c) Yoğun altere mostra örneği d) Killeşme-silisleşme içeren breşik yapılı el örneği (Kıray, 2021).

Figure 4. a) KED 135-03 core sample (35.50 m.), b) Field view of argillization (clay), silicification (si) and iron oxide (dem) alteration of the Kestanelik Granitoid, c) Strongly altered outcrop sample, d) Brecciated hand specimen containing argillization-silicification (Kıray, 2021).

Kıray (2021) Kestanelik granitoidi numunelerine ait hidrotermal alterasyonları belirlemek amacıyla Ishikawa alterasyon indeksi (AI) (Ishikawa vd., 1976), klorit-karbonat-pirit indeksi (CCPI) (Large vd., 2001), serizit indeksi (SI) (Myers ve Maclean, 1983) ve kimyasal ayrışma indeksi (CIA) (Nesbitt ve Young, 1982) olmak üzere alterasyon indekslerini kullanmıştır. İnceleme sahasındaki granitoidlerin alterasyon numunelerinin jeokimya çalışmalarında Ishikawa alterasyon indeksi (AI) değeri ortalama 89,27 ve klorit-karbonat-pirit indeksi (CCPI) değeri ort. 79,52'dir. Bu değerlere göre hidrotermal ayrışma ve alterasyon eğiliminin serizit-klorit-pirit şeklinde olduğu, bu eğilim de başlıca arjilik ve klorit alterasyonunun varlığına işaret etmiştir. Granitoid numunelerindeki serizitleşme alterasyonunun etkinliğinin belirlenmesinde kullanılan serizitleşme indeksinin (SI) 1'in üzerinde olması plajiyoklasların ayrışmasıyla kuvvetli serizit alterasyonunun varlığından söz etmiştir. Kimyasal ayrışma indeksi (CIA) ortalama 61,67 olan granitoid numunelerinin muskovit, biyotit, simektit mineralleri içerdiği ve piropillitik K-silikat alterasyonları belirlenmiştir.

Kestanelik granitoidinden alınan karot numunelerinin detaylı X-ışını kırınımı (XRD) kil analizi yapılmıştır. Tüm kayaların mineralojik analiz sonuçları ve temsili desenleri aşağıda verilmiştir (Şekil 6 ve Çizelge 1). Kestanelik granitoidinin mineral bileşiminin ana fazları kuvars, feldspat, illit/mika, klorit, simektit, kaolinit ve alünitir (Çizelge 1). Ayrıntılı kil analizleri kullanılarak elde edilen bu altere kayaç numunelerinin mineral birlikteliklerinden Kestanelik Au-Ag cevherleşme sahasında silisleşme, killeşme, serizitleşme ve kloritleşme alterasyon tipleri belirlenmiştir (Kıray, 2021).



Şekil 5. Kestanelik granitoidinin mineralojik bileşimleri (bio; biyotit, fsp; feldspat, chl; kloritleşme, mus; muskovit, ser; serizitleşme, qz1; ince kristalli kuvars, qz2; iri kristalli kuvars).

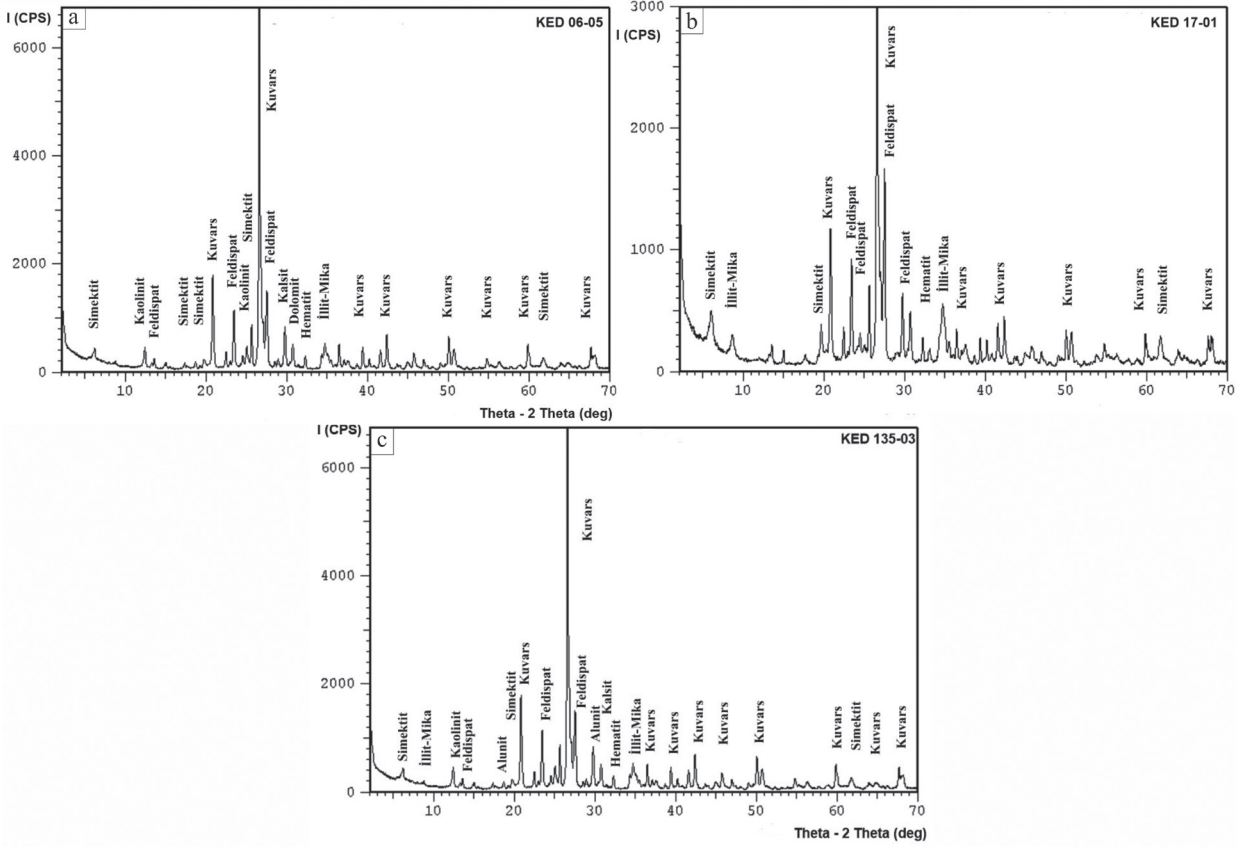
Figure 5. Mineralogical compositions of Kestanelik Granitoid (bio; biotite, fsp; feldspar, chl; chloritization, mus; muscovite, ser; sericitization, qz1; fine crystalline quartz, qz2; large crystal quartz)

Çizelge 1. Çalışma alanındaki granitoid karot numunelerinin mineral bollukları (Kıray, 2021).

Table 1. Mineral abundances in granitoid core samples from the study area (Kıray, 2021).

Numune No	Kz	İlt / Mca	Sme / İlt / Mca	Kln	Feld	Kl	Sme/ Kl	Sme	Kal	Dol	Hm	Krist	Alu
KED 06-03	15	0	0	2	5	7	0	3	2	1	1	1	0
KED 06-04	16	7	0	1	13	9	0	4	3	1	1	3	0
KED 06-05	14	6	0	2	11	6	0	5	3	1	1	1	0
KED 06-06	15	6	1	1	12	6	1	9	1	1	0	0	0
KED 06-07	18	3	0	1	11	5	1	7	2	1	0	0	0
KED 06-08	13	4	0	2	9	4	0	3	0	0	0	0	0
KED 06-10	15	4	0	1	11	9	0	4	1	1	0	0	0
KED 17-01	11	7	0	0	9	0	0	3	1	0	1	0	0
KED 17-02	12	6	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0
KED 17-06	16	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0
KED 17-07	15	3	0	0	8	0	0	0	2	0	0	0	0
KED 135-03	17	7	1	4	12	0	0	9	3	0	1	0	2

(Kz: kuvars, İlt/Mca: illit/mika, Sme/İlt/Mca: smektit/illit/mika, Kln: kaolinit, Feld: feldspat, Kl: klorit, Sme/Kl: simektit/klorit, Sme: simektit, Kal: kalsit, Dol: dolomit, Hm: hematit, Krist: kristobalit, Alu: alümit).



Şekil 6. Kestanelik granitoidine ait tüm kayaç numunelerinin temsili XRD desenleri (Kıray, 2021).

Figure 6. Representative XRD patterns of bulk samples from Kestanelik Granitoid (Kıray, 2021).

Kestanelik Granitoidinin Jeokimyası

Kestanelik granitoidinin sondaj karotlarından seçilen 3 sondaja ait on adet numune alınmıştır. Bu numunelerin majör-minör oksitler ile iz ve nadir toprak element analizleri yapılmış ve analiz sonuçları Çizelge 2’de verilmiştir.

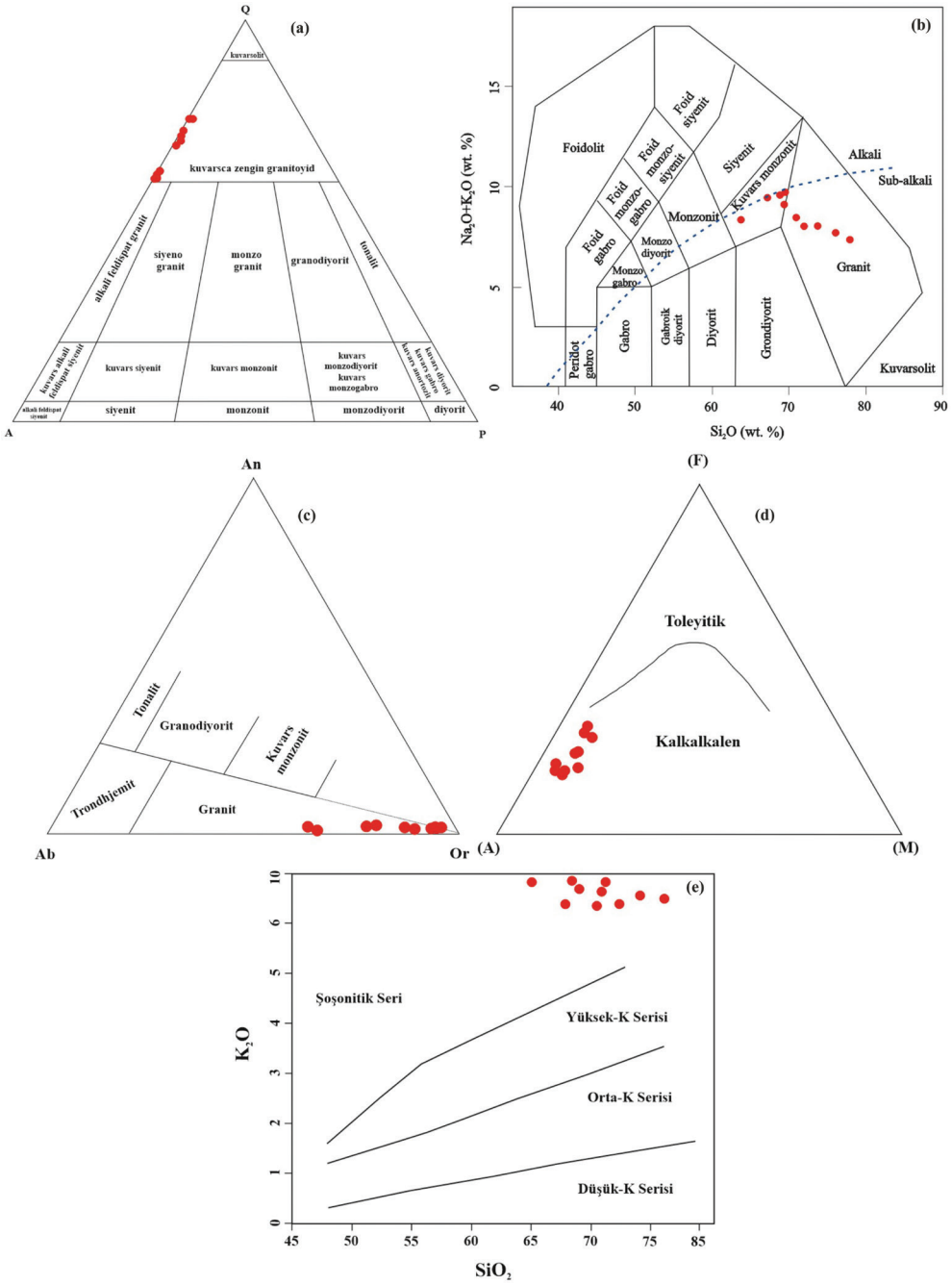
Kestanelik granitoidinin mineral içeriklerine göre sınıflandırılması ve adlandırılması için Streckeisen (1967) tarafından hazırlanan QAP diyagramı ve Middlemost (1985) toplam alkalisilis sınıflama (TAS) diyagramı kullanılmıştır. Jeokimyasal analizler QAP diyagramına düşürüldüğünde, Kestanelik granitoidinin

kuvarsça zengin granitoid bileşimli kayaçlardan oluştuğu gözlenmiştir (Şekil 7a). Toplam alkalisilis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$) sınıflama diyagramına göre, plütonik kayaçların subalkali ve kuvars monzonit ve granit alanlarında yer aldığı görülmüştür (Şekil 7b). An-Ab-Or bileşimleri O’Connor (1965) diyagramında ise granit alanında yer almıştır (Şekil 7c). Irvine ve Baragar (1971) tarafından önerilen AFM ($\text{FeO}-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$) üçgen diyagramında numuneler kalkalkalen alana düşmüştür (Şekil 7d). Kestanelik granitoidini oluşturan kayaçlara ait karot numunelerinin $\text{K}_2\text{O}-\text{Si}_2\text{O}$ diyagramında genellikle şošonitik karaktere sahip olduğu gözlenmektedir (Şekil 7e).

Çizelge 2. Kestanelik granitoidinin majör-minör oksitler (%), iz (Au ppb, diğerleri ppm) ve nadir toprak element içerikleri (Kıray, 2021).

Table 2. Major-minor oxides (%), trace and rare earth element (Au ppb, others ppm) contents of the Kestanelik Granitoid (Kıray, 2021).

Elementler	DL	KED6-3	KED6-4	KED6-5	KED6-6	KED6-7	KED6-8	KED6-10	KED17-1	KED17-2	KED135-3
SiO ₂	0,01	67,88	70,41	69,97	67,10	71,32	66,18	73,71	64,79	75,49	67,69
Al ₂ O ₃	0,01	14,99	13,77	13,45	16,39	13,62	14,04	11,48	16,00	11,92	16,61
Fe ₂ O ₃	0,04	3,05	3,61	2,52	2,59	2,79	3,48	3,46	4,57	2,10	2,31
MgO	0,01	1,51	1,30	0,89	0,94	0,90	1,15	0,83	1,03	0,38	0,56
CaO	0,01	0,30	0,33	0,26	0,31	0,34	0,28	0,22	0,35	0,13	0,17
Na ₂ O	0,01	2,82	1,30	0,31	0,71	1,13	0,34	0,69	0,25	0,19	0,25
K ₂ O	0,01	7,00	6,61	8,90	8,27	6,68	9,21	6,79	9,03	6,89	8,13
TiO ₂	0,01	0,36	0,40	0,39	0,44	0,40	0,42	0,35	0,45	0,34	0,48
P ₂ O ₅	0,01	0,14	0,14	0,13	0,15	0,13	0,14	0,12	0,13	0,03	0,05
MnO	0,01	0,07	0,07	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,03	0,01	0,02
Cr ₂ O ₃	0,002	0,004	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Toplam/C	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,06	<0,02	0,04	0,04	<0,02
Toplam/S	0,02	0,45	0,05	0,62	0,38	0,11	1,22	1,22	<0,02	<0,02	<0,02
Ateş Kaybı	-5,1	1,8	1,9	3,0	2,9	2,5	4,5	2,2	3,2	2,4	3,6
Toplam	0,01	99,88	99,83	99,84	99,83	99,84	99,82	99,87	99,82	99,88	99,84
Ba	1	230	670	674	791	668	647	583	836	575	866
Cs	0,1	6,2	11,2	25,5	17,5	20,5	18,8	8,8	5,7	2,8	2,9
Ga	0,5	14,3	15,1	13,5	17,1	13,6	13,5	11,0	20,3	27,4	17,9
Hf	0,1	3,5	3,3	3,1	3,3	3,0	3,0	2,6	16,8	11,4	16,3
Nb	0,1	3,7	6,4	6,3	7,1	6,7	6,3	5,5	3,2	2,8	2,9
Rb	0,1	365,0	315,8	426,7	404,4	319,7	442,2	307,5	7,1	5,7	6,7
Sr	0,5	65,6	159,0	124,7	114,3	171,8	143,4	72,2	78,6	90,3	96,6
Ta	0,1	0,4	0,8	0,7	0,6	0,5	0,7	0,5	0,5	0,5	0,7
Th	0,2	3,9	9,1	10,0	11,1	9,7	9,6	9,1	10,8	8,1	10,8
U	0,1	27,5	2,9	6,8	5,7	5,7	9,6	8,3	2,7	1,8	10,8
V	8	50,0	76	74	74	68	74	59	83	51	75
Zr	0,1	134,9	121,3	105,6	113,2	108,3	109,5	99,0	113,6	93,0	109,0
Y	0,1	26,0	10,5	11,6	13,9	14,5	13,6	12,0	12,3	10,3	12,2
Cu	0,1	12,8	10,4	12,4	16,1	26,6	34,6	9,3	8,3	7,1	6,6
Pb	0,1	60,9	35,9	53,4	29,4	13,5	102,1	32,4	31,4	34,7	7,2
Zn	1	93	49	34	31	32	54	40	97	33	22
As	0,5	413,7	5,5	25,7	2,3	2,4	59,2	436,0	71,1	171,5	43,6
Sb	0,1	7,3	1,0	10,6	8,2	3,9	28,8	3,0	23,0	9,8	6,6
Ag	0,1	0,2	0,1	0,2	0,4	0,2	0,3	0,7	0,2	0,2	0,1
Au (ppb)	0,5	26,1	39,6	340,9	458,2	175,5	1376,5	213,6	154,2	85,6	136,2
Tl	0,1	1,8	0,3	4,8	6,4	1,5	20,1	1,2	0,7	0,8	0,3
La	0,1	13,5	20,6	22,3	26,0	20,5	25,0	22,3	21,2	20,7	23,6
Ce	0,1	26,3	37,1	39,7	47,8	37,1	45,3	39,1	38,9	34,1	40,2
Pr	0,02	3,04	4,02	4,28	5,08	3,85	5,06	4,32	4,57	3,78	4,49
Nd	0,3	11,2	14,8	14,7	18,3	13,1	18,2	16,0	16,5	13,4	16,3
Sm	0,05	2,58	2,95	2,93	3,42	2,87	3,65	2,95	3,13	2,70	3,44
Eu	0,02	0,75	0,80	0,80	1,09	0,79	0,96	0,82	0,92	0,77	0,85
Gd	0,05	2,97	2,84	2,68	3,40	2,74	3,30	2,93	2,98	2,59	2,98
Tb	0,01	0,55	0,39	0,40	0,47	0,42	0,47	0,40	0,42	0,37	0,41
Dy	0,05	3,55	1,99	2,01	2,52	2,39	2,53	2,19	2,43	1,98	2,18
Ho	0,02	0,82	0,37	0,43	0,49	0,55	0,49	0,43	0,52	0,38	0,45
Er	0,03	2,32	1,12	1,17	1,49	1,56	1,43	1,24	1,43	1,19	1,24
Tm	0,01	0,37	0,19	0,20	0,27	0,25	0,22	0,19	0,23	0,18	0,18
Yb	0,05	2,30	1,30	1,28	1,59	1,59	1,56	1,40	1,63	1,21	1,48
Lu	0,01	0,37	0,21	0,20	0,28	0,24	0,25	0,23	0,27	0,19	0,23



Şekil 7. Kestanelik granitoidi sınıflamasına ait **a)** QAP (Q=kuvars, A = alkali feldispat, P= plajiyoklas) (Streckeisen, 1967), **b)** Na₂O+K₂O-Si₂O (Middlemost, 1985), **c)** An-Ab-Or bileşimleri O'Connor (1965) diyagramlarındaki dağılımlar, **d)** Toleyitik ve kalkalen seriler arasındaki sınırı gösteren AFM (FeO-Na₂O+K₂O-MgO) (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramı, **e)** K₂O-Si₂O (Peccerillo ve Taylor, 1976) diyagramları.

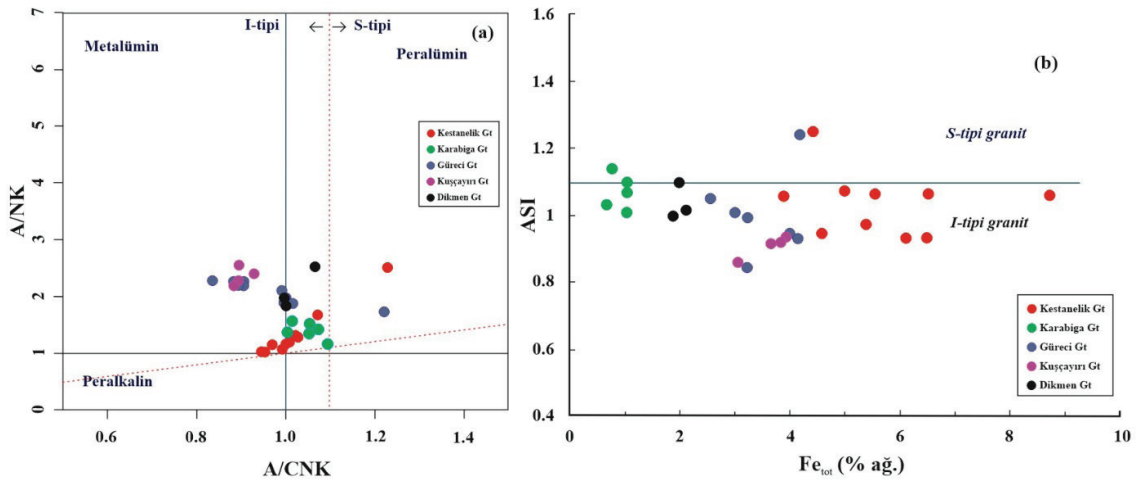
Figure 7. Dispersion diagrams for classification of Kestanelik Granitoid, **a)** QAP (Q=quartz, A=alkali feldspar, P=plagioclase) (Streckeisen, 1967), **b)** Na₂O+K₂O-Si₂O (Middlemost, 1985), **c)** An-Ab-Or compounds (O'Connor, 1965), **d)** AFM (FeO-Na₂O+K₂O-MgO) diagram showing the boundary between tholeiite and calc-alkaline series (Irvine and Baragar, 1971), **e)** K₂O-Si₂O (Peccerillo and Taylor, 1976).

Molar A/CNK-A/NK diyagramında (Shand, 1948) Eosen yaşlı Kestanelik granitoyidi ile Karabiga, Güreci, Kuşçayırı ve Dikmen granitoidlerine ait numuneler karşılaştırıldığında metalümin alana düşmüş ve I-tipi bir magmadan itibaren türemiştir (Şekil 8a). ASI-Fetot (% ağırlık) diyagramında (Norman, 1992), Molar A/CNK-A/NK diyagramındaki gibi numunelerin çoğunlukla I-tipi granit alanında olduğu görülmüştür (Şekil 8b).

Kestanelik granitoidine ait numunelerin jeokimyasal kökenini inceleyebilmek için ana element oksitlerinin ve bazı seçilmiş iz elementlerin SiO_2 ile değişimleri Harker diyagramlarında gösterilmiştir. Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO , K_2O , Zr , Rb ve Nb değerlerinin artan SiO_2 ile düzenli bir şekilde azaldığı, Na_2O , Fe_2O_3 ve Sr değerlerinde de değişiklikler gözlenmiştir. Diyagramlarda izlenen eğimli dağılımlar kayaçların ortak bir kökene ve fraksiyonel kristallenmeye sahip oldukları şeklinde yorumlanabilir (Şekil 9). Genel olarak eşoluşumlu sokulum kayaçlarında ana element oksitlerinin silikaya karşı olan korelasyonları pozitif veya negatif yönlü

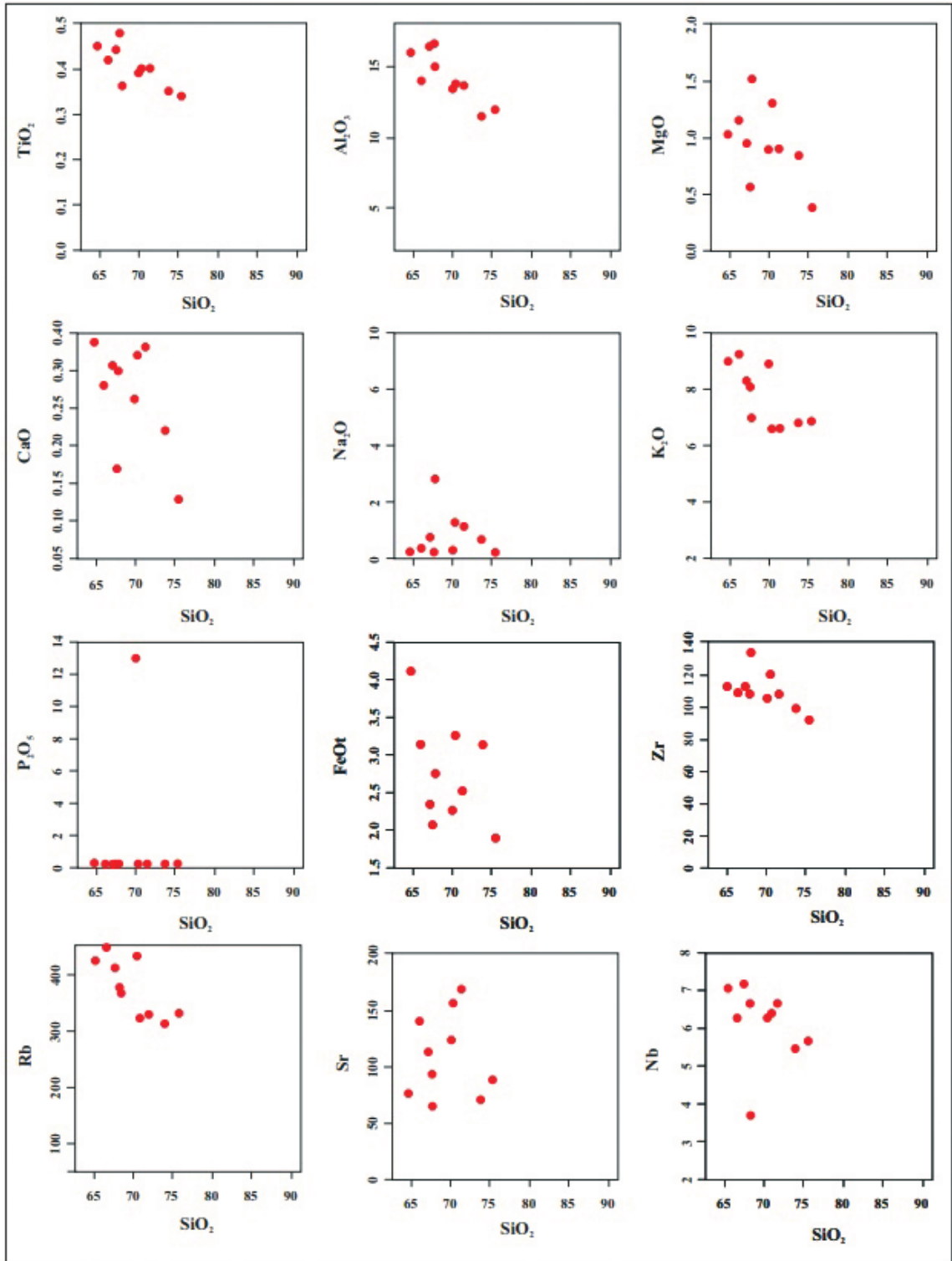
değişimler gösterebilir ve bu tip korelasyonlarda izlenen yönelimler, fraksiyonel kristallenme ve/veya kısmi ergime ya da kıtasal kirliliğe işaret edebilir (Wilson, 1989). Fakat SiO_2 artışına bağlı olarak P_2O_5 yatay eğilim gösterir. Bu durum, ya ortak bir kökene sahip eriyikte fraksiyonel kristallenmeyi ya da iki ve/veya daha fazla farklı bileşime sahip kökenden eriyiklerin karışımını ya da her iki durumun beraber oluşması şeklinde yorumlanabilir (Köprübaşı ve Aldanmaz, 2004).

Eosen yaşlı Kestanelik granitoidini oluşturan magmanın türediği kaynağın özelliklerini araştırmak amacıyla ilksel manto ve kondrite göre normalize NYE örümcek diyagramları kullanılmıştır (Şekil 10). Granitoid numunelerinin ilksel mantoya göre normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramında genel olarak zenginleşme izlenmektedir (Şekil 10a). Zenginleşme özellikle büyük iyon yarıçaplı elementlerde (LILE) (Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Pb)'de çok fazladır. Nb ve Ti'de oldukça belirgin olan negatif bir anomali gözlenmektedir. Bu negatif anomaliler granitoidin çarpışma sonrası, dalma-batma ile ilişkili olduğunu göstermektedir (Pearce, 1983).

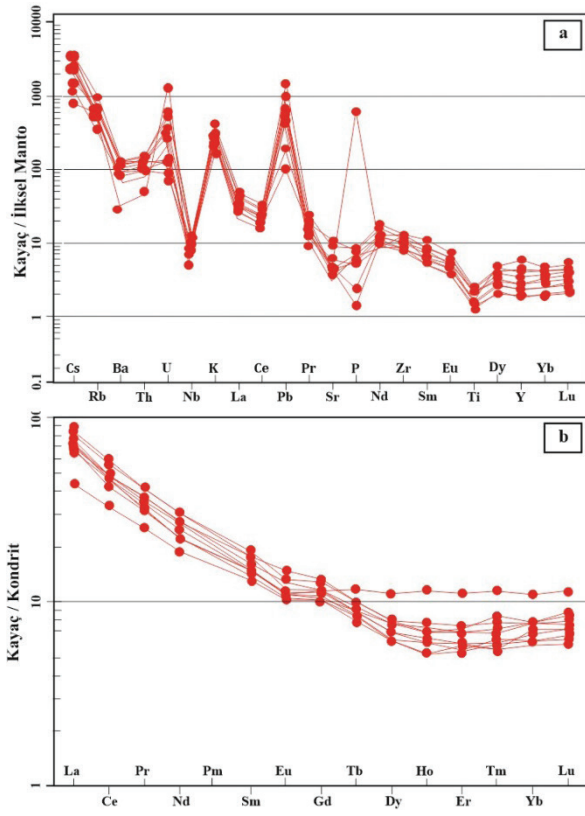


Şekil 8. Kestanelik granitoidine ait karot numunelerinin; **a)** İndeks diyagramı [A/CNK (molar oranı $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$), A/NK (molar oranı $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$)] (Shand, 1948) diyagramları, **b)** ASI (molar) – Fe_{tot} diyagramları (Norman vd., 1992).

Figure 8. Diagrams plotting core samples from the Kestanelik Granitoid **a)** Index diagram [A/CNK (molar ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$), A/NK (molar ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$)] (Shand, 1948), **b)** ASI (molar) - Fetot diagrams (Norman et al., 1992).



Şekil 9. Kestanelik granitoidinin SiO₂'ye karşı major oksit (%) ve bazı iz elementlerin (ppm) değişim grafikleri.
Figure 9. SiO₂ versus major oxide (%) and some trace element (ppm) variation plots for the Kestanelik Granitoid.



Şekil 10. Karot numunelerinin **a)** İlkse manto (Sun ve McDonough, 1989) ve **b)** Kondrit-normalize (Boynton, 1984) iz element dağılım diyagramları.

Figure 10. a) Primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) and **b)** Chondrite-normalized (Boynton, 1984) trace element distribution diagrams for the core samples.

Kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılım diyagramında, nadir yer element değerlerinin kondrit değeri 1 ppm çizgisinin üzerinde olduğu ve birbirleriyle paralellik gösterdiği gözlenir. Bu paralellik, granitoyidi oluşturan kayaların aynı kökene sahip olduğuna işaret eder. Nadir toprak elementlerinin kondrite göre normalize edilen diyagramda hafif nadir toprak elementler (HNYE) bakımından zenginleştiği, ağır nadir toprak elementler (ANYE)

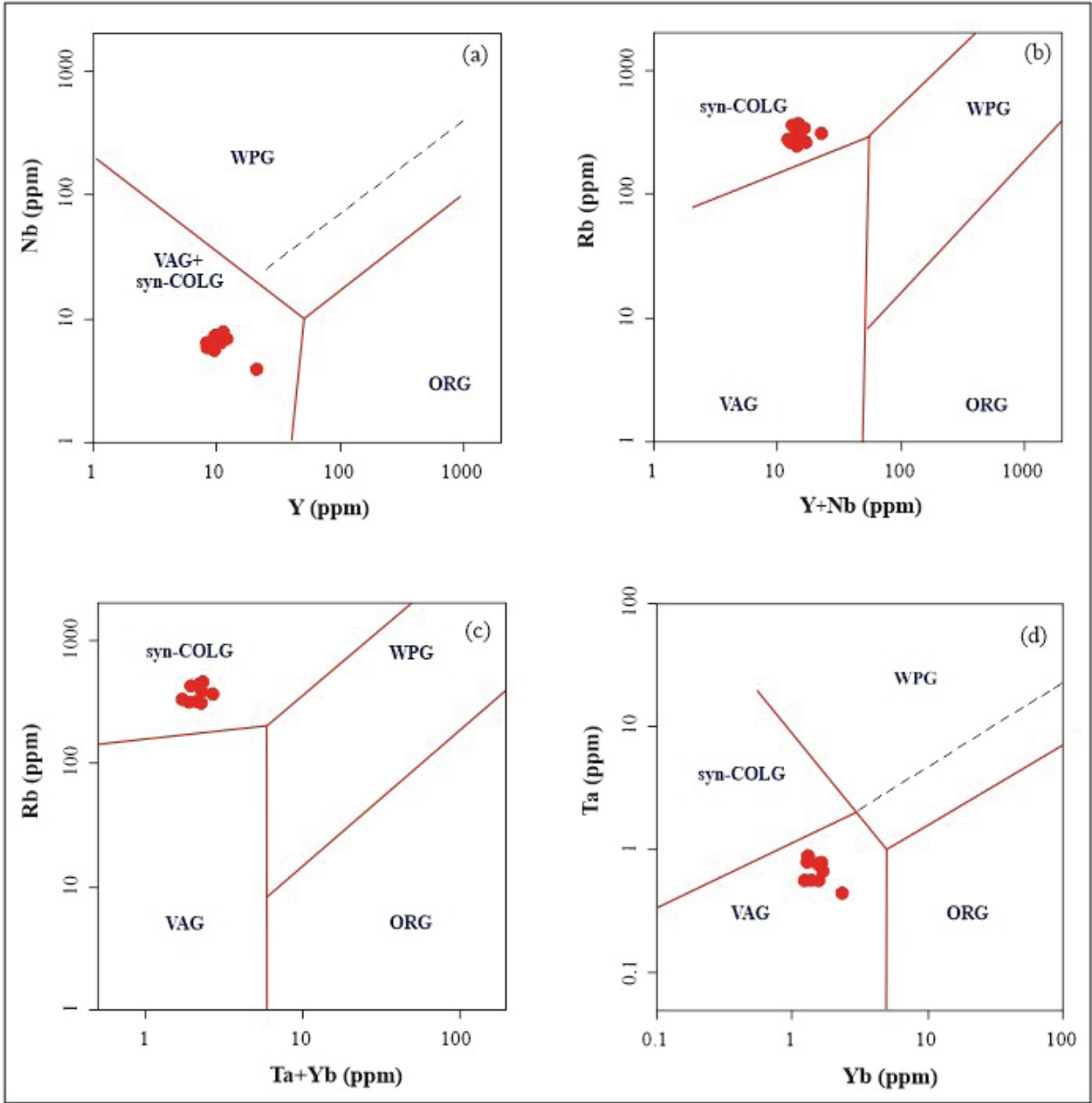
bakımından da fakirleştiği gözlenmektedir (Şekil 10b). Ayrıca, negatif Eu anomalileri K-feldispat ve plajiyoklasın fraksiyonlaşmasına bağlıdır. Bu durum, Eu tüketimine uğramış kıta kabuğu malzemesinin kirlenmesinden kaynaklanabilir. Eu anomalisinin varlığı veya yokluğu, genellikle magmanın plajiyoklaz ile dengelenme miktarıyla ilişkilidir (Arth, 1979).

Tektonik Ayrım

Kestanelik granitoidine ait sondaj numunelerinden yararlanarak bu kayacın tektonik ortamına yaklaşımda bulunabilmek için çeşitli ayırım diyagramları (Pearce vd., 1984) kullanılmış ve ortam koşulları değerlendirilmiştir. Kestanelik granitoid numunelerinin Nb'a karşı Y diyagramı ve Rb'a karşı Y + Nb diyagramının VAG-syn-COLG alanında olduğu gözlenir (Şekil 11a ve b). Rb'a karşı Ta + Yb diyagramında numunelerin tümü çarpışmayla eş yaşlı granitler (syn-COLG) bölgesinde yer alır (Şekil 11c). Ta'ya karşı Yb diyagramında tümünün volkanik yay granitleri (VAG) alanında kümelendiği gözlenir (Şekil 11d).

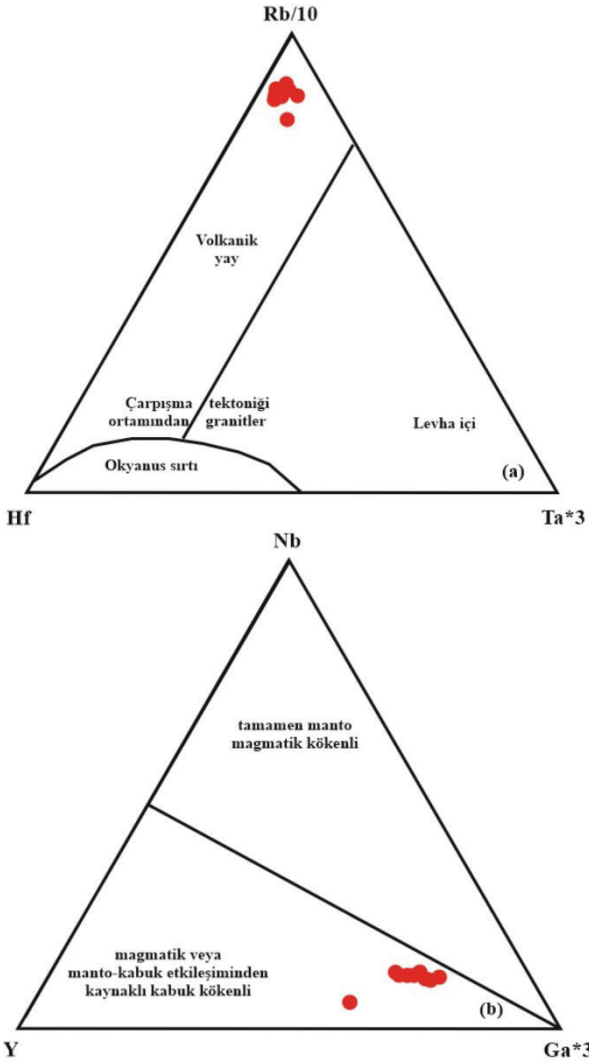
Kestanelik granitoidine ait karot numunelerinin tektonik ortamı Harris vd. (1986)'in Rb/10-Hf-Ta*3 (Şekil 12a) ve Eby (1992)'in Nb-Y-Ga-3 (Şekil 12b) diyagramlarında yorumlanmıştır. Buna göre Kestanelik granitoid numuneleri volkanik yay ve magmatik veya manto-kabuk etkileşimi kaynaklı kabuk kökenli alana düşmektedir.

Çalışma alanındaki granitoide ait jeokimyasal veriler değerlendirildiğinde Kestanelik plütununun Eosen dönemde kabuğun sığ derinliklerine yerleşmiş olan bir intrüzif olduğu söylenebilir. Bu intrüzif çarpışma sırasında manto kökenli magmalardan türemiş ve metamorfik kayaları içine yerleşmiştir.



Şekil 11. Kestanelik granitoidinin tektonik ortam sınıflandırması ve WPG, VAG, eşyaşlı-COLG, ORG diyagramlarındaki konumu (WPG: levha içi granitler, VAG: volkanik yay granitleri, eşyaşlı-COLG: çarpışmayla eş yaşlı granitler, ORG: okyanus sırtı granitleri, Pearce vd., 1984).

Figure 11. Tectonic environment classification for Kestanelik Granitoid and location on WPG, VAG, eşyaşlı-COLG, and ORG diagrams (WPG: within-plate granites, VAG: volcanic arc granites, eşyaşlı-COLG: syncollisional granites, ORG: ocean-ridge granites, Pearce et al., 1984).



Şekil 12. Numunelerin a) Rb/10-Hf-Ta*3 (Harris vd., 1986) ve b) Nb-Y-Ga-3 (Eby, 1992) diyagramları.

Figure 12. a) Rb/10-Hf-Ta*3 (Harris et al., 1986) and b) Nb-Y-Ga-3 (Eby, 1992) diagrams for the samples.

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

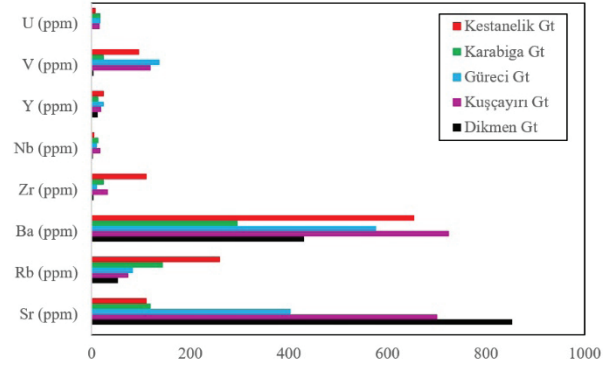
Kestanelik granitoyidi stok şeklinde intrüzyif bir küttedir ve kuvars monzonit, kuvarsça zengin granitoyid bileşimli kayaçlardan oluşmuştur. Biga Yarımadası'ndaki Eosen yaşlı magmatik kütleler granit ve diyorit-granodiyorit bileşimli (Erenoğlu, 2014; Aydın vd., 2019), Oligo-Miyosen yaşlı kütleler ise diyorit, granodiyorit, monzonit ve kuvars monzonit bileşimli granitoyidlerdir (Genç ve Altunkaynak, 2007; Aydın vd., 2019).

O'Connor (1965) diyagramına göre Karabiga granitoyidi (Güçtekin vd., 2004) ile Kestanelik granitoyidinin benzediği ve her ikisinin de granit alanına düştüğü gözlenmektedir. İncelenen granitoyid genel olarak şoşonit içeriğine sahip, kalkalkalin özellikli, metalümin karakterli ve I tipi magmadan türemiştir. Kestanelik granitoyidi, Biga yarımadası Eosen granitoyidleri ile magma kökeni ve bileşimi bakımından benzerlik göstermektedir (Güçtekin vd., 2004; Özdamar, 2018; Aydın vd., 2019, Akgündüz vd., 2012)

Kestanelik granitoyidinin sahaincelemelerinde açık grimsi-beyazımsı, sarımsı-kahve, bordomsu ayrışma renklerini gösteren alanlar killeşme, demirleşme, silisleşme alterasyonlarının varlığını işaret eder (Şekil 4). İnce-orta taneli, kristalli ve porfiritik dokuya sahip granitoyidik kayacın genel mineralojik bileşimi başlıca kuvars, plajiyoklas, K-feldispat, amfibol, biyotit, hornblend ile illit, serizit, klorit gibi ikincil mineral birlikteliğinden meydana gelmiştir (Şekil 5). Kuvarslarda silisleşme, K-feldispat ve iri kristalli zonlu plajiyoklaslar killeşme ve serizitleşme, biyotitler ve hornblendlerde kloritleşme alterasyonları gözlenmektedir. Aynı numunelerin detaylı X-ışını kırınımı (XRD) kil analizi yapılmıştır. Tüm kayaların mineralojik analiz sonuçları ve temsili desenlerine göre, Kestanelik granitoyidinin mineral bileşimi kuvars, feldspat, illit/mika, klorit, simektit, kaolinit ve alünittir (Çizelge 1). Ayrıntılı kil analizleri sonucunda bu altere kayaç numunelerinin mineral birlikteliklerinden sahada silisleşme, killeşme, serizitleşme ve kloritleşme alterasyon tipleri belirlenmiştir (Kıray, 2021). Kıray (2021) tarafından Kestanelik granitoyidi numunelerine ait major oksitler ile belirlenen hidrotermal alterasyon indeksleri (AI, CCPI, SI, CIA)' ne göre hidrotermal ayrışmanın olduğu, serizit-klorit-pirit alterasyon eğilimi, hidrotermal ayrışma ve arjilik, klorit, serizit, piropillitik ve K-silikat alterasyonları olduğu belirtilmiştir.

Kestanelik granitoyidinin jeokimyasal özellikleri (Ba, U, V, Y, Nb, Sr, Zr, Rb)

bakımından Güçtekin vd. (2004), Yücel-Öztürk vd. (2005), Akgündüz vd. (2012) ve Aydın vd. (2019) tarafından incelenen Biga yarımadasındaki granitoidler ile kısmen benzerlik göstermektedir (Şekil 13). Ana ve iz element değişim diyagramlarında granitoidin gelişiminde plajiyoklas ve hornblend, plajiyoklas ve K-feldispat fraksiyonelleşmesinin etkili olduğu ve Biga Yarımadası'ndaki granitoidlerde benzer fraksiyonelleşme gösterdiği belirtilmektedir (Erenoğlu, 2014; Özdamar, 2018; Aydın vd., 2019). Kestanelik granitoidine ait karot numunelerinden yapılan ilksel mantoya göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında Th, U, Rb, Ba ve K gibi mobil uyumsuz elementlerin yüksek konsantrasyonlara sahip oldukları gözlenir. Buna karşılık, Ta, Nb, Zr ve Ti gibi elementlerin ilksel manto normalize element diyagramında negatif anomaliler sunmaktadır (Şekil 10). Aydın vd. (2019) Biga Yarımadası'ndaki tüm granitoidlerin ortak özelliğinin Nb, Ta, Zr ve Ti elementlerinde azalma, Pb ve U elementlerinde zenginleşme ve gözlenen bu değişimlerin adayayı magmatizmasının ortak kimyasal özelliği olduğunu ileri sürmüştür. Ayrıca, mantodan türeyen magmaların yukarı doğru yükselmesi sırasında kıtasal kabuk tarafından kirlenmenin bir sonucu olabileceği düşüncesindedir. Dahası, bu granitoidlerin Kestanelik intrüzyonu gibi manto-kabuk etkileşimi sonucu veya kabuk kökenli, volkanik yay ve çarpışma ile eş yaşlı granitler olduğunu belirtmişlerdir. Kestanelik granitoidi Sakarya zonunda yer alan Biga granitoidlerinin yanısıra, Doğu Pontid zonunda yer alan Sarıhan granodiyoriti (Arslan, 2005) ve Gümüşhane plütunu (Topuz vd., 2010) ile Güneybatı Borneo Bloğundaki Schwaner Dağlarının (Endonezya) Kuzey Schwaner Bölgesi (NSZ) ve Kuzeybatı Schwaner Bölgesi (NWSZ) (Ramadhan vd., 2021) granitoidlerinin magma bileşimi ve kökeni ile de benzerlik göstermektedir.



Şekil 13. Kestanelik granitoidi ile Biga Yarımadasındaki Eosen granitoidlerinin iz element içerikleri bakımından karşılaştırılması.

Figure 13. Comparison of Kestanelik and other Eocene Granitoids in Biga Peninsula in terms of trace element contents.

EXTENDED SUMMARY

The Kestanelik Granitoid, which is an intrusive mass in the form of a Middle-Late Eocene stock, is located in the Biga Peninsula in the Sakarya Zone and associated with Au-Ag mineralization. This granitoid cuts the Late Ediacaran-Early Cambrian Çamlıca metamorphics located in the basement of the Eocene Karabiga Massif in the Biga Peninsula. The Upper Cretaceous Çetmi mélangé overlies these metamorphics with a tectonic contact. The Soğucak Formation, consisting of clastic sedimentary rocks, covers the granitoid unconformably. The Şahinli Formation, including andesite-basalt fragmented pyroclastics, basalt dykes, lava flows and mudstone and Quaternary current deposits unconformably cover all units in the field.

Thin section analysis, XRD clay definitions and geochemical element analyses were performed on core samples selected from different depths in drillings from the Kestanelik Granitoid (KED6, KED 17, KED 135). Based on these analyses, the granitoid has fine-medium grained, porphyritic and crystalline texture. It contains quartz, K-feldspar, biotite, amphibole and hornblende.

Alteration minerals are chlorite, sericite and clay minerals. Quartz is usually anhedral, has fine and coarse crystals, and it crystallized by interfering with minerals. K-feldspar occurs as coarse crystals, and is mostly argillized and sericitized as a result of alteration. Biotite is subhedral and is the dominant dark-colored mica mineral in veins in rocks, but shows chloritization due to the effect of alteration. There are euhedral and subhedral amphiboles in the granitoid rocks. As a result of alteration, hornblende carbonated and turned into chlorite.

The QAP diagram prepared by Streckeisen (1967) and the total alkali-silica classification (TAS) diagram of Middlemost (1985) were used for classification and naming of the Kestanelik Granitoid according to mineral content. When the geochemical analyses were plotted on the QAP diagram, the Kestanelik Granitoid consists of rocks with granitoid composition rich in quartz (Figure 7a). According to the total alkali-silica ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$) classification diagram, plutonic rocks are in subalkaline, quartz monzonite and granite areas (Figure 7b). An-Ab-Or compositions are located in the granite area in the O'Connor (1965) diagram (Figure 7c). In the AFM ($\text{FeO}-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$) triangular diagram proposed by Irvine and Baragar (1971), the samples fall into the calc-alkaline area (Figure 7d). The core samples belonging to the rocks forming the Kestanelik Granitoid generally have shoshonitic character on the $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diagram (Figure 7e).

In the molar A/CNK-A/NK diagram (Shand, 1943), when the samples from the Eocene Kestanelik Granitoid and the Karabiga, Güreçi, Kuşçayırı and Dikmen Granitoids are compared, it plots in the metaluminous field and originated from an I-type magma (Figure 8a). In the ASI- Fe_{tot} (wt.) diagram (Norman, 1992), samples were mostly found in the I-type granite area, as in the molar A/CNK-A/NK diagram (Figure 8b).

Kiray (2021) used the Ishikawa alteration index (AI) (Ishikawa et al., 1976), chlorite-

carbonate-pyrite index (CCPI) (Large et al., 2001), and sericite index (SI) in order to determine hydrothermal alteration of the Kestanelik Granitoid samples. Alteration indices (Myers and Maclean, 1983) and chemical weathering index (CIA) (Nesbitt and Young, 1982) were used. In geochemical studies, the AI value of the altered samples in the granitoid in the study area was average 89.27 and the CCPI value was average 79.52. According to these values, hydrothermal decomposition and alteration trend is in the form of sericite-chlorite-pyrite, and according to this trend, mainly argillic and chlorite alteration are present. The fact that the SI was above 1, which is used to determine the efficiency of sericitization in granitoid samples, occurs in the presence of strong sericite alteration with the weathering of plagioclases. The granitoid samples with a CIA average of 61.67 contain muscovite, biotite, and smectite minerals and were affected by propylitic K-silicate alteration.

SiO_2 content against changes in major element oxides and some selected trace elements was interpreted on Harker diagrams. Accordingly, Al_2O_3 , TiO_2 , CaO, MgO, K_2O , Zr, Rb and Nb values decrease regularly with increasing SiO_2 . There are variations in Na_2O , Fe_2O_3 and Sr values, but P_2O_5 values show a horizontal trend based on the increase in SiO_2 .

The sloping distributions observed in the diagrams suggest that the rocks have a common origin and have undergone fractional crystallization and/or partial melting. REE spider diagrams normalized to the primary mantle and chondrite were used to investigate the characteristics of the source for the magma forming the Eocene Kestanelik Granitoid. An enrichment of trace elements was observed in the trace element distribution diagram normalized with respect to the primary mantle for granitoid samples. These anomalies may indicate the presence of a subduction component in the development of the main magma and contamination by the continental


crust. In the rare earth element distribution diagram normalized according to chondrite, the rare earth element values were above the 1 ppm line, which is the chondrite value, and are parallel to each other. This similarity indicates that the rocks forming the granodiorite have the same origin. The rocks of Kestanelik Granodiorite are enriched in light rare earth elements (LREE) and depleted in heavy rare earth elements (HREE). The observed negative Eu anomalies are due to the fractionation of K-feldspar and plagioclase. This may be due to contamination of Eu-depleted continental crust material.

Various separation diagrams (Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986; Eby, 1992) were used to approximate the tectonic environment of the rock by utilizing samples from the Kestanelik Granitoid and environmental conditions were evaluated. The Kestanelik Granitoid samples are in the VAG-syn-COLG area on the Nb vs. Y diagram and Rb vs. Yb + Ta diagram. In the Rb vs. Yb + Ta diagram, all of the samples were located in the field of syn-collision granites. In the Ta versus Yb diagram, all of them clustered in the area of volcanic arc granites. The tectonic environment of the core samples from the Kestanelik Granitoid was volcanic arc and magmatic or mantle-crust interaction on the Rb/10-Hf-Ta*3 (Harris et al., 1986) and Nb-Y-Ga-3 diagrams (Eby, 1992). The samples from the Kestanelik Granitoid fall into an area with crustal origin (Figure 11a).

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Proje Ofisi (BAP, proje no: 3574-D2-13) tarafından finanse edilen D. Kiray'ın doktora tezinin bir kısmını oluşturmaktadır. Yazarlar, saha çalışmalarına desteklerinden ve sondaj karot numunelerinin temini için Tümad-Madencilik A.Ş. ve Chesser Resources A.Ş.'ye teşekkür ederler.

ORCID

Didem Kiray  <https://orcid.org/0000-0002-4187-7285>

Oya Cengiz  <https://orcid.org/0000-0003-1363-4638>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Akgündüz, S., Duru, O. & Elmas, M. A. (2012). KB Anadolu'da Eosen-Oligosen çarpışma sonrası magmatizma: Asartepe granitik ve Sarıkaya volkanik kayalarından jeokimyasal ve jeokronolojik veriler. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 25(2), 119-143.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. & Mitchell, J.G. (2000). Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, post collision volcanism in Western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- Altunkaynak, Ş. & Dilek, Y. (2013). Eocene mafic volcanism in northern Anatolia: its causes and mantle sources in the absence of active subduction. *International Geology Review*, 55(13), 1641-1659.
- Altunkaynak, Ş. & Genç, Ş. C. (2008). Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia. *Lithos*, 102(1), 316-340.
- Altunkaynak, Ş., Sunal, G., Aldanmaz, E., Genç, Ş. C., Dilek, Y., Furnes, H., Foland, K.A., Yang, J. & Yıldız, M. (2012b). Eocene granitic magmatism in NW Anatolia (Turkey) revisited: New implications from comparative zircon SHRIMP U-Pb and ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology and isotope geochemistry on magma genesis and emplacement. *Lithos*, 155, 289-309.
- Arth, J.G. (1979). Some trace elements in trondhjemites their implication to magma genesis and paleotectonic setting. *Developments in Petrology, Chapter 3, Volume 6*, 123-132p.
- Arslan, Z. (2005). Petrography and petrology of the calc-alkaline Sarihan granitoid (NE Turkey): an example of magma mingling and mixing. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14(2), 183-207.
- Aydın, Ü, Pınar, Şen, P., Özmen, Ö. & Şen, E. (2019). Petrological and geochemical features of Biga Peninsula granitoids, NW Anatolia, Turkey. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 160(160), 81-115.

- Aysal, N. (2015). Mineral chemistry, crystallization conditions and geodynamic implications of the Oligo-Miocene granitoids in the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Journal of Asian Earth Science*, 105, 68-84.
- Aysal, N., Öngen, S. & Haniççi, N. (2012). Karadoru granitoid plütönu yan kayaların petrografisi ve skarn zonunun özellikleri, Yenice-Çanakkale. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 19(2), 183-194.
- Bingöl E, Delaloye, M. & Atama, G. (1982). Granitic intrusions in Western Anatolia: A contribution of the geodynamic study of this area. *Eclogae Geologicae Helvetica*, 75, 437-446.
- Birkle, P. & Satır, M. (1995). Dating, geochemistry and geodynamic significance of the tertiary magmatism of the Biga Peninsula, NW-Turkey. In: A. Erler, T. Ercan, E. Bingöl, S. Örçen (Eds.), *Geology of the Black Sea Region* (pp. 171-180). MTA, Ankara.
- Boynton, W.V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. Chapter 3. *Development of Geochemistry*, 2, 63-114.
- Chesser Resources Co. (2012). *Chesser Resources Limited. annual report*. Çanakkale.
- Çakır, Ş. & Karakaş, A. (2018). Biga-Karabiga (Çanakkale) çevresinin jeolojisi. *Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi*, 17(1), 27-38.
- Delaloye, M. & Bingöl, E. (2000). Granitoids from western and northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42, 241-268.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Okay, A.İ., Şentürk, Y. & Kar, H. (2012). *Biga Yarımadası'nın Tersiyer öncesi jeolojisi. Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi*. MTA Özel Yayın Serisi-28, 7-77.
- Eby, G. N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7), 641-644.
- Erenoğlu, O. (2014). *Dededağ Çevresindeki (Beyçayır-Çanakkale) Eosen, Oligo-Miyosen volkaniklerinin krono-stratigrafik konumu ve Biga Yarımadası'nda bölgesel volkanizma içindeki önemi* [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Çanakkale.
- Erenoğlu, O. & Bozcu, M. (2021). Geological features and lithostratigraphy of Eocene-Oligocene magmatic rocks in the Dededağ area-Biga Peninsula, NW Turkey. *International Journal of Environment and Geoinformatics*, 8(4), 435-449.
- Genç, S. C. (1998). Evolution of the Bayramiç magmatic complex, Northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 233-249.
- Genç, Ş. C. & Altunkaynak, Ş. (2007). Eybek graniti (Biga yarımadası, KB Anadolu) üzerine: Yeni jeokimya verileri ışığında yeni bir değerlendirme. *Yerbilimleri*, 28(2), 75-98.
- Göncüoğlu, M.C. (2010). *Introduction to the geology of Turkey: Geodynamic evolution of the Pre-Alpine and Alpine Terranes*. Jeoloji Müh.Bölümü, 06531, Ankara.
- Güçtekin, A., Köprübaşı, N. & Aldanmaz, E. (2004). Karabiga (Çanakkale) granitoidinin jeokimyası. *Yerbilimleri*, 25(29), 29-38.
- Harris N.B.W., Pearce, J.A. & Tindle, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In M.P. Coward, & A. C. Ries (Eds.), *Collision Tectonics*, Geological Society, London, *Special Publication*, 19(1), 67-81.
- Hedenquist, J.W. (2011). *Observations on the Kestanelik and Karaayi prospects, Biga Peninsula, Turkey*. Unpublished report for Chesser Resources.
- Irvine, T. N. & Baragar, W.A.R. (1971). A guide to chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-547.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. & Horiuchi, M. (1976). Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on models of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*, 26, 105-117.
- Karacık, Z. & Yılmaz, Y. (1998). Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 251-264.
- Karacık, Z., Yılmaz, Y., Pearce, J. A. & Ece, Ö. I. (2008). Petrochemistry of the south Marmara granitoids, northwest Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 97, 1181-1200.

- Karaoğlu, Ö. & Helvacı, C. (2014). Isotopic evidence for a transition from subduction to slab tear related volcanism in western Anatolia, Turkey. *Lithos*, 192-195, 226-239.
- Ketin, İ. (1966). Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Dergisi*, 66, 20-34. https://dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/makaleler/tr/20151020143258_862_227ff53f.pdf
- Kıray, D. (2021). *Şahinli (Lapseki-Çanakkale, Batı Türkiye) bölgesindeki Kestanelik Au-Ag cevherleşmesinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelemeler ile kökeninin belirlenmesi* [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Köprübaşı, N. & Aldanmaz, E. (2004). Geochemical constraints on the petrogenesis of Cenozoic I-type granitoids in Northwest Anatolia, Turkey: Evidence for magma generation by lithospheric delamination in a post-collisional setting. *International Geology Review*, 46, 705-729.
- Large, R. R., Gemmill, J. B., Paulick, H. & Huston, D. L. (2001). The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 96(5), 957-971.
- Middlemost, E.A.K.(1985). *Magma and magmatic rocks*. Longman Group Limited, Essex, 266 p.
- MTA, (2012). *General and economic geology of the Biga Peninsula* (Eds.:E. Yüzer & G. Tünay]. Special Publication Series 28, p. 326 (in Turkish).
- Myers, R. E. & MacLean, W. H. (1983). The geology of the New Inso copper deposit, Noranda district, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1291-1304.
- Nesbitt, H. W. & Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.
- Norman, M. D., Leeman, W. P. & Mertzman, S. A. (1992). Granites and rhyolites from the northwestern USA: Temporal variation in magmatic processes and relations to tectonic setting: Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Science*, 83, 71-81.
- O'Connor, J. T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: *US Geological Survey Professional Paper B525*. USGS, 79-84.
- Okay, A. İ., Siyako, M. ve Bürkan, K. A. (1990). Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. *TPJD Bülteni*, 2(1), 83-121.
- Okay, A. İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. & Akyüz, S. (1996). Paleo-and Neotethyan events in Northwest Turkey. In: A, Yin, & M. Harrison (Eds.), *Tectonics of Asia* (420-441). Cambridge University Press, Cambridge.
- Okay, A. İ. & Satır, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137(5), 495-516.
- Okay, A. İ. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Seranne, M. (Eds.), *The Mediterranean Basin: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, 156 (pp. 75- 515). Geological Society, Special Publications, London.
- Özdamar, Ş. (2018). Evciler Plütonu'nun (KB Türkiye) petrolojisi. *Kahramanmaraş Sütçü İmam Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 21(2), 149-165.
- Pearce J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C. J. Hawkesworth, & M. J. Norry, (Eds). *Continental Basalts and Mantle Xenolites*. Nantwich, Shiva, 230-249.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81
- Ramadhan, I. A. A., Darmaputra, M. K. M., Najah, M. B. & Sucipta, I. G. B. E. (2021). Geochemical characteristics of Schwaner Mountains Granitoids and their relationship to magmatism in the Southwest Borneo Block. *Proceedings Joint Convention Bandung (JCB), December 1-3, 2021*, 3-6

- Shand, S. J. (1948). Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits, with a chapter on meteorites. *Journal of Geology*, 56(6), 593-593.
- Streckeisen, A. I. (1967). Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, 107, 144-240.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, M. J. Norry, (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*, 42 (pp.: 313–345). Geological Society Special Publication.
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C., Lom, N., Sunal, G., Zabcı, C. & Sancar, T. (2019). The Phanerozoic palaeotectonics of Turkey. Part I: an inventory. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 1, 91-161.
- Topuz, G., Altherr, R., Siebel, W., Schwarz, W. H., Zack, T., Hasözbeğ, A., Mathias, B., Satır, M. & Şen, C. (2010). Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüşhane pluton (NE Turkey). *Lithos*, 116(1-2), 92-110.
- Tunç, İ. O., Yiğitbaş, E., Şengün, F., Wazec, J., Hofmann, M. & Linnemann, U. (2012). U-Pb zircon geochronology of Northern metamorphic massifs in the Biga Peninsula (NW Anatolia-Turkey): New data and a new approach to understand the tectonostratigraphy of the region. *Geodinamica Acta*, 25(3-4), 202-225.
- Tümad Madencilik (2020). *Tümad Madencilik San. ve Ltd.Şti. Yıllık rapor*, 10, Çanakkale.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman Press, London, 456 pp.
- Yılmaz Şahin, S., Örgün, Y., Güngör, Y., Göker, A., Gültekin, A. H. & Karacık, Z. (2010). Mineral and whole-rock geochemistry of the Kestanbol Granitoid (Ezine-Çanakkale) and its mafic microgranular enclaves in northwestern Anatolia: evidence of felsic and mafic magma interaction. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19(1), 101-122.
- Yılmaz Y. (1990). Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia under compressional regime; A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 69-87.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Karacık, Z. & Altunkaynak, Ş. (2001). Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31, 243-271.
- Yiğitbaş, E. ve Tunç, İ. O. (2020). Biga Yarımadası'nda Sakarya Zonunun Prekambriyen metamorfik kayaları; Geç Ediyakaran Gondwanaland Aktif Kıta Kenarı. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 63(3) 277-302. <https://doi.org/10.25288/tjb.589144>
- Yücel-Öztürk, Y., Helvacı, C. & Satır, M. (2005). Genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the Evciler Granitoid, Kazdağ, Çanakkale, Turkey and comparison with World skarn granitoids. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14(3), 255-280.



Jeoturizm: Kime Jeoturist Denir? *

Angus M. Robinson¹

Türkçe'ye Çeviren (Translated by): Yahya Çiftçi²

¹ *DI Angus M. Robinson, Managing Partner of Leisure Solutions®, P.O. Box 638, Strawberry Hills NSW 2012*

² *Ahimesut Mahallesi 2211 Sokak Etimesgut/Ankara*

• Geliş/Received: 25.05.2022

• Baskı/Printed: 31.01.2023

Tercüme/Translation

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Ekoturizm, doğal alanlara odaklanan, sürdürülebilir ekolojik turizmdir. Bunun amacı, çevre ve kültürel farkındalığı desteklemek, bu konudaki olanakların kıymetini bilmek ve korumaktır. Jeoturizm, ekoturizmin jeolojik bir eklenti içeren halidir.

Jeoturizm, büyük bir potansiyeli olan yeni bir ekoturizm ürünüdür ve diğer “yüksek değerli” turizm alanlarına uygulanan kurallar bu alan için de geçerlidir. Turizm her zaman ziyaret edilen yere çevresel fayda ile birlikte bu zenginliklere ziyaretçilerin empati duymasını da sağlar, böylece operatöre de daha fazla müşteri memnuniyeti yansır.

İngiliz Devletler Topluluğunun 1994'te belirlediği Ulusal Ekoturizm Stratejisi'nde belirtildiği üzere ekoturistler, birbirinden bağımsız seyahat eden insanların bir kısmını olabileceği gibi, bilimsel, eğitsel ya da manzara seyretme amacıyla organize olmuş insan gruplarından ve tatilin bir bölümünü ekoturizm deneyimine ayıran bireyler veya ailelerden oluşabilir. Kısıtlı kaynaklara rağmen bu stratejide ekoturistlerin iyi eğitilmiş, profesyonel/yarı profesyonel, 20 ile 50 yaşları arasında, bağımsız ve bireyci, geleneksel turistik destinasyonlardan farklı seçenekler ve farklı deneyimler arayan ve önemli harcama gücüne sahip olduklarını varsaymıştır.

Demografik ve yaşam tarzları göz önüne alındığında jeoturizmin, ilgi çekici bir ekoturizm faaliyeti içinde tamamlayıcı, bilgi verici bir faaliyet olarak planlanması halinde, 45 yaş üstü zengin müşterileri çekeceği beklenmektedir. Bu müşteriler profesyonel yerbilimcileri arasından olabileceği gibi, Avusturya Jeoloji Birliği gibi profesyonel topluluklar ve/veya bunların arkadaşları veya mezunları arasından da olabilir.

Avusturya “yerbilimleri ile ilgilenme” pazarının görece sınırlı oluşu, bu konuda hazırlanacak paketin içeriğini kritik hale getirmektedir. Bu sorunu çözmek üzere Leisure Solutions® şirketi ile Edit Cowan Üniversitesi, Pazarlama, Turizm ve Serbest Zaman Planlama Okulu iş birliği ile Avusturya Jeoloji Birliği üyeleri pazarı konusunda araştırma yürütülmektedir.

Bu makalede, söz konusu araştırma çalışmasının gerekçeleri ve kapsamı ele almakta ve diğer ulaşılabilir araştırma malzemeleri gözden geçirilerek jeoturizm ile ilgilenmesi olası insanların kimler olabileceği hakkında üretilen ön bulgular sunulmuştur.

Anahtar Sözcükler: Sürdürülebilir Jeoturizm, Pazarlama, 45 yaş üstü, Jeoturistler, Mezun dernekleri, deneysel turizm.

JEOTURİZMİN DOĞASI

Ekoturizm

Ekoturizm, sürdürülebilir ekolojik turizm olup öncelikle doğa ile ilgili deneyimlere odaklanırken aynı zamanda kültürel ve doğal çevre konusundaki farkındalığın gelişmesini ve bunları korumayı teşvik eder. Ekoturizm, doğal manzara ve geleneksel kültürlerle meraklı küçük grupların kısmen bu özelliklerini korumuş bölgelere seyahat etmeleri ile başlamıştır.

Dünya turizmi, parasal büyüklüğü sayesinde muazzam bir küresel endüstri haline gelmiştir. Günümüzde ekoturizm de bunun bir parçası olarak görülmektedir. Çoğu devlet ve turizm endüstrisi ekoturizmi “iyi” veya “yeşil” turizm için bir marka olarak kullanma eğiliminde olsa da bunlar çoğu zaman bu kavramın asıl amaçlarından habersiz görünmektedirler.

Başlangıçta sürdürülebilir küçük ölçekli ekoturizm, el değmemiş yerlere hiçbir hasar vermemek konusunda çok dikkatli ve özenli bir grup akademisyen tarafından yönetilmiştir.

Ekoturizmin ana akım turistik faaliyet haline gelmesinin dezavantajı, faaliyetin kendisinin, ekoturiste hitap eden değerleri giderek artan bir hızla yok etmeye başlamasıdır. Bu, halen devam eden bir sorun olup bunun olumsuz etkileri en çok da hassas/kırılgan ekosistemler üzerinde görülmektedir (1).

Bu sorunu dikkate alan ve ekoturizm endüstrisinde Avusturalya'nın en büyük derneği olan “EcotourismAustraliaLtd, hem bu sektöre hem de korunan alanların yöneticileri, yerel topluluklar ve bireysel gezginler için bir sertifikasyon programı yürütmektedir. Bu program, doğal alan yönetimi sağlayarak ekolojik sürdürülebilirliği güvence altına almakta, aynı zamanda kaliteli bir ekoturizm deneyimi sağlamaktadır.

1 Ekoturizm, insanların bizzat hassas ekosistemlere yoğun olarak müdahale etmeleri ile sonuçlandığından, iki tarafı keskin bıçak gibi bir faaliyettir ve çok dikkatle yürütülmediğinde, ekosistemleri koruma işlevi ortadan kalkar (Çevirenin Notu).

Jeoturizm

Jeoturizm, “özel ilgi turizmi”nin ayrı bir alanı olarak gelişmeye devam etmektedir (Dowling ve Newsome, 2008). Jeoturizm, ekoturizm veya jeolojik alanlar ve bunların özellikleri ile ilgili turizm olup buna jeomorfolojik alanlar ve özel manzara bölgeleri de dahildir (Joyce, 2006).

Jeoturlar aracılığıyla doğal manzaralı yer şekilleri ziyaret edilir ve bunları oluşturan doğal olaylar ile bunları şekillendiren doğal süreçler açıklanır. Bu jeotur sırasında turistler, jeoloji ile birlikte fauna ve floranın oluşturdukları bütünsel bir çevrenin kendileri için yorumlanmasını isterler. Burada verilen bilgiler (dolaylı eğitim) ve edinilen deneyimler sayesinde ekosistemlerin gelecek kuşaklara bırakmak üzere koruma bilinci artar ve güçlenir.

Jeolojinin son derece karmaşık olması nedeniyle Avusturalya'daki jeotur liderliği şimdiye dek, içinde macera duygusu taşıyan Greg Mortimer, David Roots, Robert Coenraads, Ian Hutton, ve Chris Bowkes gibi jeologlarla sınırlandırılmıştır.

Jeoturizm aslında ekoturizm ile aynı amaçları paylaşmaktadır ancak bir yönüyle dünyanın oluşumu ile birlikte bütün yeryüzü şekillerini, bitki ve hayvanları da kapsayan güzelliklerini açıklamaya/tanıtmaya çalışır (Coenraads ve Koivula, 2007). Jeoturizm, doğal güzellikleri, nasıl oluştuklarına dair açıklamalar ile birlikte deneyimlemeye olanak sağlar. Jeoturistler bu açıklamaları, turun değerini iki kat arttıran bir olanak olarak değerlendirirler.

Jeoturizmin en önemli özelliği, uygulama alanı olarak mutlaka “el değmemiş” bir bölge olması gerekmektedir. Örneğin, Tayvan'daki Jianguashi Altın Ekoloji Parkı'nda olduğu gibi antik bir maden işletmesinin taş ocağında veya Kuzey Queensland'da yer alan Chillagoe ulusal parkın yollarında (Robinson, 1979), veya tamamen vahşi bir alanda harika bir jeotur düzenlenebilir.

Bununla birlikte jeoturizm ABD’de farklı bir şekilde tanımlanmaktadır. Yaklaşık 55 milyon Amerikalı’yı kapsayan bir araştırma raporuna göre (Stokes ve Drew, 2003) jeoturizm sadece çevreyi değil, seyahate dair bütün olguları da içerecek şekilde anlaşılmaktadır. Buna göre **jeoturizm**, *ziyaret edilen yerin çevresi, kültürü, estetiği, jeolojik miras özelliği ile bu bölgede yaşayan insanların refah seviyesini arttırılmasında sürdürülebilir etkileri olan bir seyahat türü* olarak tanımlanmaktadır. Adı geçen çalışma aynı zamanda bu jeoturistlerin, eğilimlerine göre üç segmente ayrıldıklarını da ortaya koymuştur:

- Yerküreyi keşfedenler <35 yaş, iyi eğitilmiş ve çevre farkındalığı gelişmiş,
- Kentli ukalalar – varlıklı, turizmin sosyal ve kültürel yönlerine odaklanırlar,
- İyi yurttaşlar – daha yaşlı, daha az ukala, sosyal bilinci olan gruptur.

Jeoturizm, ana akım ekoturizmin merkezindeki biyolojik/kültürel alandan uzaklaşarak ekoturizmin “çevreye duyarlı” alanlarından kısmen uzaklaşmasına olanak sağlar. Bu yönüyle jeoturizm, ekoturizmden daha “çevre dostu” olarak tanımlanabilir. Böylelikle jeoturizm, ekolojik olarak hassas olan bölgelerin aşırı kullanımından sakınma fırsatı sunmaktadır. Bu nedenle jeoturizm, bu konuda hassas olan turist memnuniyetini teşvik eden, ekolojik olarak sürdürülebilir, çevresel olarak eğitici, yerel olarak da yararlı bir turizm koludur (Dowling ve Newsome, 2008).

JEOTURİZMDE SÜRDÜRÜLEBİLİR PAZARLAMA

Yeni Niş Ürünlerinin Geliştirilmesi

Turizmin Beyaz Kitabı’nda, yüksek gelir getiren sektörlerde büyümeyi yönlendirmek için stratejilerden biri başarılı niş pazarları geliştirmektir ve bunun için çok dikkatli düşünmek

gerektiği açıktır (Avusturalya Hükümeti, 2004). Bu yaklaşıma en güzel örneklerden biri, jeoturizm gibi yeni nişlerin belirlenmesidir (*burada “niş” kavramı, kendi içinde bütünlüğü olan ve diğerlerinden farklı bir turizm türünü anlatmaktadır – Ç.N.*). Haziran 2007 sonunda, Avusturalya’ya gelen ziyaretçilerin %68’ini temsil eden yaklaşık 3,5 milyon uluslararası “doğa turizmi” ziyaretçisi, bu kapsamda değerlendirilmiştir (Avusturalya Turizm Araştırmaları, 2007). Söz konusu uluslararası ziyaretçilerin tercih ettikleri ilk üç lokasyon, ulusal eyalet parkı (%68), vahşi yaşam parkı/hayvanat bahçesi/akvaryum ziyareti (%58) ve botanik ve diğer kamu bahçeleri (%53)’dir.

Avusturalya’daki yerli turistlerin tercih dağılımı ise, aynı yılın başlarında gerçekleştirilen ayrıntılı bir segmentasyon raporu ile belirlenmiştir. Buna göre yerli turistler sırasıyla millî parklar/eyalet parklarını ziyaret, doğa yürüyüşü, yağmur ormanı gibi doğa temelli yürüyüş ve aktiviteler, botanik veya diğer halka açık bahçeleri ziyaret, balina veya yunus izleme, çiftliklerde ve diğer alanlarda açık hava aktiviteleri yapmaktadırlar (Avusturalya Turizm Araştırmaları, 2007).

Sürdürülebilir Jeoturizm

Pforr ve Megerle (2006), Buckley (2003) ve Lang (2003) gibi çalışmalara atıf yaparak, jeoturizmi, jeolojik nesnelere odaklanmış olan doğa merkezli turizm ile sürdürülebilir kalkınma kavramının arakesiti olarak tanımlamaktadır. Adı verilen çalışmalarda jeoturizm kavramı sadece yeni bir turizm pazar segmenti bağlamında değil, aynı zamanda “*jeo-koruma ve sürdürülebilir kalkınma yönünde atılmış ideal bir adım*” olarak değerlendirilmektedir. Pforr ve Megerle (2006) çalışmalarında ayrıca Megerle ve megerle (2002)’nin çalışmalarına da atıf yapmaktadırlar. Adı verilen çalışmada yazarlar, jeoturizm kavramını, geniş jeolojik tarih ve peyzaj alanının bir parçası olan flora ve fauna ile birlikte mevcut arazi kullanım özelliklerinin de dahil olduğu

bütünsel bir yönetim yaklaşımı olarak anlaşılması gerektiğini savunmaktadırlar. Yazarlar, sürdürülebilirlik ve çevre eğitimini jeoturizmin ayrılmaz bir parçası olarak kabul etmektedirler.

Jeoturizm, manzaranın anlamını açıklayan, ekolojik olarak sürdürülebilir turizm olarak da tanımlanabilir. Jeolojik süreçler, oldukça farklı yer şekilleri ile temsil edilen manzaraları oluşturmuştur. Bunlar dağlar, dereler boyunca (kanyonlar) veya körfezlerde (fiyotlar) veya taş ocaklarında veya maden işletmelerinde ortaya çıkan kayalıklar, çöller, adalar, vb. gibi jeolojik oluşumlar olarak karşımıza çıkabilirler. Bu alanların çoğu hali hazırda erozyona uğramış alanlardır ve bu alanların (fosil mezarlıkları gibi hassas lokasyonlar dışında) ekolojik olarak acil önlem alınacak ölçüde risk içermesi söz konusu değildir.

Jeoturizm aktivitesi bünyesinde “vahşi doğa” bulundurmamak zorunda değildir, ancak kapsayabilir de. Jeoturizm faaliyetinde araba, otobüs, her türlü kara/hava/deniz araçları kullanılabileceği gibi, bu faaliyet sadece yürüyerek de gerçekleştirilebilir.

Giderek artan dünya turizminin çevreye potansiyel olumsuz etkileri çok büyüktür, bu nedenle vahşi yaşam alanları jeoturizm faaliyetlerinin dışında tutulmalıdır. Küresel turizm, ekolojik olarak sürdürülebilir olmalıdır. Ağırlığın ekoturizmden jeoturizme kaydırılması, daha sürdürülebilir bir küresel turizm için olumlu bir adım olarak değerlendirilmektedir.

Deneyimsel Turizm Pazarı

Avusturalya turizm endüstrisinin hem yerli hem de yabancı turistlere pazarlanması konusu hem demografik hem de faaliyetler açısından bölümlere ayrılmıştır. Bu endüstrinin pazarlamacıları, mümkün olan en geniş demografik yelpazede yer alan müşteri gruplarını çekebilmek için, tanıtımı yapılan/pazarlanan ürün değerinin içerik, çeşitlilik ve kalite açısından ikna edici olması gerektiğini atlamış görünmektedirler.

Küresel Pazar, benzersiz ürün deneyimleri ve daha geniş bir deneyim karışımına yönelmektedir. Örneğin, macera turizmi içinde Yeni Zelanda’lı bir operatör, aynı paket içinde yer alan jet botları, bungee-jumping ve heliski faaliyetlerini pazarlamaktadır. Bu yeni yaklaşım, grup tur pazarı tarafından oldukça olumlu karşılanmıştır. Tur müşterileri giderek daha sofistike, çok seyahat eden ve daha anlayışlı hale gelmekte, genellikle daha yüksek gelir gruplarından gelmektedir. Bu durum onları aynı zamanda daha entelektüel gezginler yapmaktadır.

Jeoturizm deneyiminin geleneksel doğa turizmi ve kültürel turizm unsurlarıyla birleştirilmesi ile daha bütünsel bir deneyim elde edilir, böylelikle giderek “deneyimsel turizm” modeline doğru geçiş sağlanmaktadır. Kısaca ifade etmek gerekirse, *deneyimsel turistler unutulmaz deneyimler ararlar* (Smith, 2006). Bu anlamda sürdürülebilirlik, ancak yüksek kaliteli bir deneyim sağlayarak sağlanır; ağızdan ağıza teşvik edici aktarımlar ve yeni müşteri çekmek bir neden sonuç ilişkisi haline gelir.

Jeoturizm, yeni bir “niş ekoturizm” ürünü olarak büyük bir potansiyele sahiptir. Buna rağmen, diğer “yüksek katma değerli” niş turizm faaliyetleri için gerekli olan yüksek hassasiyet jeoturizm için de geçerlidir. Robinson ve Roots (2008), jeoturizm pazarlama yönetimi kararlarında da genel pazarlama karması olan 5P’nin (product, place, price, promotion, people)(*ürün, yer, fiyat, tanıtım, insan*) uygulanması gerektiğini savunmuşlardır.

Jeoturizm – Place/Position (Yer/Konum)

Avusturalya’nın 1994 Yılı Ekoturizm Stratejisinde, ekoturistlerin aşağıdaki müşteri gruplarını içerebileceği öngörülmüştür: 1) bağımsız gezginlerin bir karışımı, 2) bilimsel, eğitsel ya da manzara seyretme amaçlı olarak organize olmuş gruplarda seyahat eden insanlar, 3) tatillerinin bir bölümünde herhangi bir ekoturizm alanına

yönelmiş olan kişi veya aile grupları. Sınırlı veri kaynaklarına dayalı olsa da daha sonra Strateji Planında ekoturistlerin, iyi eğitilmiş, profesyonel/ yarı profesyonel, 20 ile 50 yaş arasında, bağımsız, bireyci, geleneksel turist destinasyonları ve deneyimleri dışında seçenekler arayan ve önemli harcama gücüne sahip oldukları dikkate alınmıştır. Zaman ilerledikçe yapılan daha ayrıntılı araştırmalar genç gezginlerden ziyade daha yaşlı gezginlere odaklandıkça ekoturistler konusunda çok daha farklı bir tablo ortaya çıkmıştır. Bununla birlikte, Avusturalyalı ekoturistlerin ihtiyaçları ve talepleri hakkında, kısmen jeoloji ve/veya jeolojik yer şekillerine özel bir ilgi duymaları dışında neredeyse hiçbir şey bilinmemektedir.

Pazar Araştırma Gerekliği

Avustralya'daki "yerbilimlerine ilgi" pazarının görece kısıtlı olması göz önüne alındığında "jeoturist" gereksinimlerini karşılayacak "içerik paketleri"nin belirlenmesi kritik bir hal almaktadır. Bu sorunu çözmek üzere Leisure Solutions® şirketi ve Edith Cowan Üniversitesi, Pazarlama, Turizm ve Tatil Planlama Okulu işbirliği ile bir pazar araştırması yapılmış olup bu araştırma içinde 2300 Avustralya Jeoloji Birliği (GSA) üyesi de bulunmaktadır.

1. Bu araştırma projesi, ECU öğrencilerine gerçek bir Pazar araştırması yapma deneyimi kazandırmıştır. Aynı zamanda projedeki öğrenci katılımı, onların turizm araştırma ve analiz birimindeki öğrenme deneyimlerini geliştirecektir.
2. Diğer taraftan, ECU öğrencileri bu araştırma projesine taze fikirler ve çok değerli katkılar sunacaktır. Bu araştırmanın sonuçları Leisure Solutions® şirketi tarafından değerlendirilecek ve jeoturizm ürünü geliştirmede kullanılacaktır.

Araştırma, turizm politikası, planlama, geliştirme, yönetim ve pazarlamanın temel unsurudur. Turizm Araştırma ve Analiz II (TSM2107) ise ECU Pazarlama, Turizm ve Tatil Planlama Okulu tarafından sağlanan bir birimdir.

Araştırma Yöntemi

Leisure Solutions® şirketi, jeoturizm ürünleri üzerinde araştırma yapmaktadır. Bu araştırma konuları arasında GSA üyelerinin yurt içi (Avustralya) ve deniz aşırı jeoturizm aktivitelerine katılım konusundaki eğilimleri de bulunmaktadır. ECU öğrencileri bu şirketin amacı doğrultusunda geliştirilen projeye katılarak anket sorularının hazırlanması, veri toplama ve veri analizinde yardımcı olmaktadır.

Turizm Endüstrisinin katılımı, ECU'nun stratejik önceliklerinden biridir. Bu araştırma projesi ile ECU ile Leisure Solutions® şirketi arasında sağlanan işbirliği, ECU ile gelişen turizm endüstrisi arasında kurulacak stratejik ortaklığa mükemmel bir örnektir. Gerçek bir endüstri projesi üzerinde çalışmak, öğrencilere, sınıfta öğrendiklerini uygulama olanağı sağlamıştır. Bu olanak, öğrenciler için ilginç ve kapsamlı bir öğrenme deneyimidir ve gelecekteki profesyonel yaşamlarında çok işlerine yarayacaktır. Buna ek olarak, projeye katılan turizm endüstrisinden bir partner de araştırmanın amaçlarına ulaşmak için gerekli olan entelektüel katkıyı üniversiteden sağlamış olmaktadır.

Araştırmanın Amaçları – Avustralya Jeoloji Birliği

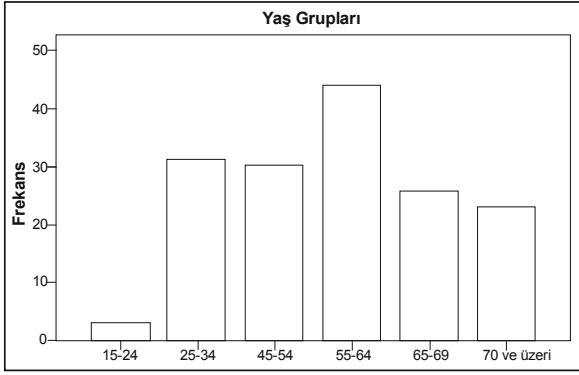
Araştırma amaçları aşağıdaki gibi özetlenebilir:

- Potansiyel seyyahlar/gezginler (jeo-turistler) kimlerdir ve bunların demografik özellikleri nedir?
- Bu gezginlerin Avustralya ve dünyanın diğer yerlerinde jeoturizm ilgi alanları nelerdir?

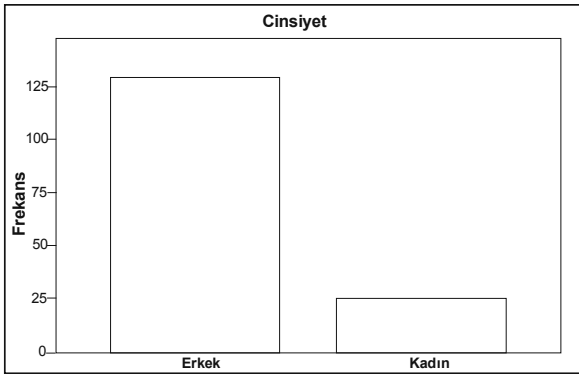
- Bu ziyaretlerin amacı nedir?
- Bunların iki yıl içinde bir Jeo-tur'a katılma olasılıkları nedir?

Araştırma Sonuçları

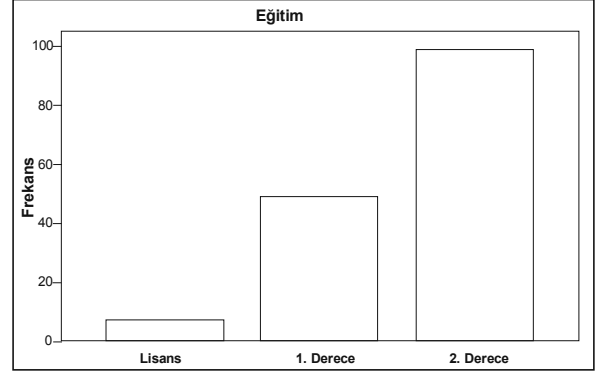
(GSA üyelerinin yaklaşık %7'sine karşılık gelen) 159 kişi, kısa iki sayfalık ankete katılmayı kabul etmiştir. Aşağıdaki grafik serisi bu ankete katılanların demografik özelliklerini ortaya koymaktadır. İkinci grafikteki kadınların oranı %16'dır; bununla birlikte, GSA üyesi kadınların oranı %3'ten daha azdır.



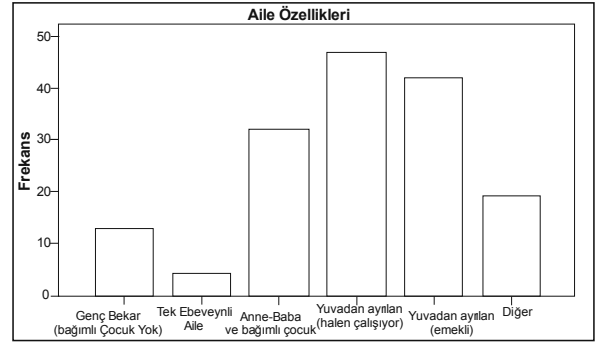
Şekil 1. Yaş Grupları.



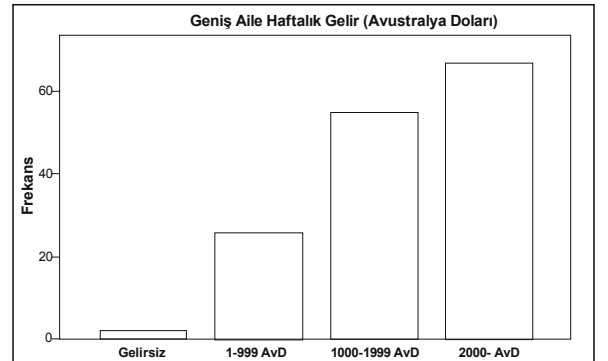
Şekil 2. Cinsiyet oranları.



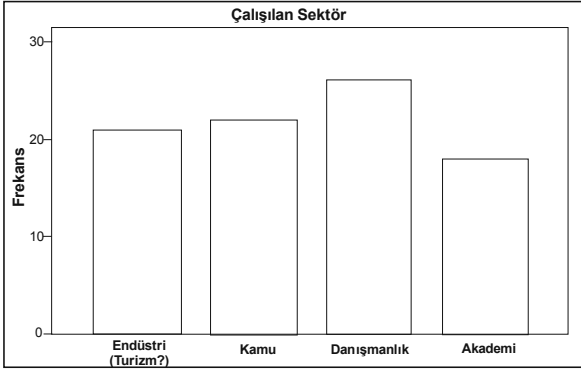
Şekil 3. Eğitim durumu.



Şekil 4. Aile özellikleri.



Şekil 5. Gelir durumu.



Şekil 6. Sektörel dağılım.

Seyahat Amacı

Stokes vd. (2003)'ün de çalışmalarında ortaya koydukları gibi, deneklerin verilen seyahat amaçlarını tercih sırasına göre sıralamaları istenmiştir. Bu analiz sonucunda aşağıda belirtilen seyahat amaçları azalan önem sırasına göre sıralanmıştır.

Çok Önemli (Bütün katılanlar)

- Jeolojik alanlar ve yüzey şekilleri hakkında bilgi edinmek
- Merakımı gidermek
- Anı biriktirmek, deneyimlemek
- Entelektüel dürtü edinmek
- Bir dizi özellik ve etkinlik içeren destinasyonları ziyaret etmek (ekoloji, jeoloji, kültür ve tarih)
- Değişik şeyler görmek
- Eşsiz ekolojik unsurları (flora/fauna) barındıran jeolojik alanlar ve yüzey şekillerini ziyaret etmek
- Açık havada yeni turistik durakları ziyaret ederken konaklama koşulları da rahat olmalıdır
- Rahatça gezebileceğim büyüleyici/tarihi kasaba/yerleri ziyaret etmek
- Biraz egzersiz yapmak
- İnsanlar tarafından değer verilen yerleri ziyaret etmek (ör: Dünya mirası)
- Başka kültürlerdeki insanlarla buluşmak

- Daha önce ziyaret ettiğim favori lokasyonları yeniden gezmek
- Değişik yemek ve şarapları tatmak
- Ailemle ve arkadaşarımla birlikte olmak
- Değişik yaşam biçimlerini deneyimlemek
- Fiziksel olarak dinlenmek/rahatlamak
- Cesur ve maceracı olmak
- Eve dönünce yaşadığım gezi maceralarını paylaşabilmek
- Çok geniş sanatsal ve kültürel etkinlik olanakları sunan yerleri ziyaret etmek

Çok Önemsiz (Bütün Katılımcılar)

Hedef Müşterilerin Belirlenmesi- 45 yaşında + Jeoturistler için Pazar

2008 yılı boyunca 45 yaşın üstündeki Avusturalyalıların, 45 yaş altındakileri açacağı beklenmektedir.

Yaygın olarak söylenen şey, bu insanların iki gruba ayrıldıkları yönündedir: “olgun veya kıdemliler” (+63 yaş) ve “baby boomer” olarak adlandırılan ve genel olarak ikinci dünya savaşından sonra, 1945-1960 arasında doğan insanlara verilen addır (45 ila 62 yaş arası). Canning (2008), söz konusu “baby boomer” grubunun bu yıl içinde yaklaşık 34 milyar dolar harcayacağını beklediğini, sektör araştırmasına dayanarak belirtmektedir. Dahası, bu grup yeni teknolojilere çok açık olup kolayca uyum sağlıyorlar, sık sık da çevrim içi oluyorlar. Bunlar seyahat sitelerine hem seyahat hem de diğer satın almalar konusunda oldukça güven duymaktadırlar (Evergreen Pazar araştırma şirketi sözcüsü).

Tourism Research Australia (2008) tarafından yürütülen ve özellikle yaşam devresi analizi açısından oldukça ayrıntılı çalışma sonuçları aşağıdadır:

- İleri çalışma yaşında bulunan insanlar (50 ile 59 yaş arası, çocuklu ya da çocuksuz) genel olarak “empty nesters/boş yuvalılar” olarak tanımlanır ve bunlar keyfi gelirlere sahip, ev kredilerini bitirdikleri için borçsuz,

çocukları yükseköğrenimlerini bitirmiş ya da bitirmek üzere, çoğunun evinde büyük çocuk bulunmayan insanlardır.

- Bununla birlikte, yeni emekli olmuş insanlar da (55-64 yaş, çalışmayan) genel olarak borçsuzdurlar ve keyfi gelirleri seyahat masraflarını kolaylıkla karşılayacak düzeydedir.
- Daha yaşlı emekli grubu (65-69 yaş, çalışmıyor) seyahat ve diğer harcamalar konusunda genç gruplara göre daha dikkatli kararlar alırlar.
- Son olarak, yaşamda daha ileride olanlar (70+), teknolojik, sağlık ve tıbbi konuda sorun yaşamayan grubun yaşamdan beklentileri artarak devam edecek, daha sağlıklı ve zinde olarak bu yaştaki diğer insanlara göre çok daha fazla seyahat edeceklerdir.

Straud (2007), 50 yaş üzeri pazarında belirleyici olan unsurun yaş değil, yaşam biçimi olduğunu savunmaktadır. Araştırmacı, yaşın müşteri davranışı üzerinde bir “ortalama” etkisi olduğunu, oysa yaşam biçiminin “gerçek” veri sunduğunu belirtir. Straud, İngiltere’de 2000 denek üzerinde yürüttüğü kapsamlı çalışması sonucunda yedi farklı yaşam stili grubu ayırmayı başarmıştır. Bunlardan üçü, yüksek refah grubuna giriyor ve ilerici bir bakış açısına sahip gruplar olup yeni seyahat ürünleri ile ilgilenebilirler.

- Enerjik ve Duyarlı Grup (Live Wires: +50 Pazarının %17’sini oluştururlar, ortalama yaş 58): Bu insanlar oldukça meşgul olup hayatları doludur. Bunlar teknolojiden hoşlanırlar ve son gelişmeleri takip ederek kendilerini sürekli yenilerler. Sosyalleşmek ve tatil yapmak, sağlıklı yaşam sürdürmenin önemli bir parçasıdır. Bu grubun birinci önceliği, rahat yaşamlarının keyfini çıkarmaya devam etmektir.
- Acı Tatlı Hepsini Var Grubu (Bittersweet Have it All: +50 pazarının %11’ini oluştururlar ve ortalama yaş 65’tir): Finansal açıdan güvende, rahat evlerde yaşayan ve düzenli tatil yapan gruptur. Bu insanlar genel olarak

sağlıklı insanlardır ve rahat bir emeklilik yaşamaktadırlar. Bununla birlikte, kendilerini üstün görürler ve değişimi reddederler, dünyanın gelişiminden hoşnut değillerdir.

- Fare yarışı bağımlıları (Rat Race Junkies: +50 pazarının %15’i olup ortalama yaş 54’tür): tutkulu ve halen çalışan insanlardan oluşur. Bunların çoğu ikinci veya üçüncü ailesini geçindirmeye çalışmaktadır, endişelidir, ancak satın alma alışkanlıklarından da ödün vermezler. Evde, ailede ve kariyerlerinde başarılıdırlar ve kendilerinden memnundurlar. Gelecek konusunda kaygılıdırlar ve hem faizler hem de finansal gereksinimleri karşılamak üzere sonsuza kadar çalışmak zorunda kalacaklarını düşünürler.

Bebek Patlama Kuşağı Jeoturistlerine Pazarlama (2)

Aşağıda sıralanan özellikler, bebek patlama kuşağı olarak adlandırılan grubun genel özelliklerini büyük ölçüde tanımlamaktadır:

- Yaş grubu, 45 ile 62 arasındadır.
- Davranışını belirleyen yaş değil, yaşam tarzıdır.
- Enerjik ve Duyarlı yaşam biçimi sunarlar. Oldukça meşguldürler ve yaşamlarını doldururlar. Teknolojiyi severler ve son gelişmeleri takip ederek kendilerini sürekli güncellerler.
- Birinci öncelikleri, rahat yaşam biçimlerini sürdürmektir.
- Bu grubun ileriki yaş grubu üyeleri çoğunlukla borçsuzdurlar, keyfi bir gelire sahiptirler ve bunu seyahat ve alışverişe harcarlar.

Alumni Jeoturistler (3)

Demografik ve yaşam tarzı gibi özellikleri göz önüne alındığında, jeoturizmin, çekici bir

- 2 “Baby Boomer” kuşağı, ikinci dünya savaşının bitimi (1946) ile 1964 yılı arasında doğan bebeklere verilen sıfattır. Öncesi “Sessiz Kuşak”, sonrası da “X Kuşağı” olarak tanımlanır (Ç.N.)
- 3 Mezun Derneklerine Üye Olan Jeoturistler (Ç.N.)

ekoturizm deneyimini de barındıran bir bilgi verici bir faaliyet içinde konumlandırılması durumunda, varlıklı 45 yaş üstü müşterileri çekecek bir etkinliğe dönüşmesi söz konusudur. Bunlar olasılıkla GSA, Avustralya Yerbilimciler Enstitüsü (AIG) ve Avustralyasya Maden ve Metalürji Enstitüsü (AusIMM) gibi kurumların mezun dernekleri, profesyonel olarak çalışanları veya onların arkadaşlarından oluşan gruplardan oluşmaktadır. Bu derneklerden alınan bilgilere göre bu yaş grubunda olup bu derneklerle ilişkili mezun jeologların (alumni) Avusturalya pazarındaki büyüklüğü 2200 ila 2500 arasındadır. Avusturalya'da elbette başka küçük jeoloji toplulukları da vardır. Bunlar arasında Uygulamalı Jekimyacılar Birliği, Avusturalya Yerbilimleri Enformasyon Birliği, Avusturalya Kuvaterner Birliği, Avusturalya Ulusal Meclisi, Uluslararası Hidrolojistler Birliği, Avusturalya Uygulamalı Jeofizikçiler Derneği ve Avusturalya Petrol Aramacıları Derneği sayılabilir. Çakışan üyelikler de göz önüne alındığında, bebek patlaması jeologları içindeki mezun derneklerinden gelen üye toplamı olarak temkinli bir rakam vermek gerekirse toplamda 3000 ila 4000 üye öngörülebilir.

Avusturalya'da, yerbilimleri veya çevre bilimleri veya "toplumsal ve çevresel çalışmaların" coğrafik arakesiti gibi alanlarda uzmanlaşmış orta öğretim öğretmenleri de jeoturizme ilgi duyabilir. Son çalışmalar, toplamda 26.500 kişinin bu sınıfa girebileceğini, 16.000 kişinin de 45 yaş üstü gruba dahil olabileceğini göstermektedir.

Bu öngörülerden hareketle, 45 yaş üstü pazarında jeoturizme katılmakla ilgilenen Avusturalyalıların yaklaşık 20.000 kişi (ve bunların partnerleri) olduğu anlaşılmaktadır.

Bu potansiyel Pazar büyüklüğü, üniversitelerin mezun derneklerine erişim sağlanarak geliştirilebilir. Avusturalya'daki 38 yükseköğretim kurumundan 22'sinde yerbilimleri, doğa bilimleri ve çevre bilimleri eğitimi verilmekte olup bunlar (<http://www.gsa.org.au>) adresinden incelenebilirler. Buradaki bütün kurumlar alumni programları düzenlemektedirler. Bunlara, örneğin

Avusturalya Müzesi, Batı Avusturalya Müzesi, Güney Avusturalya Müzesi vb. gibi, doğa tarihini aydınlatmaya adanmış kurumlarda çalışanlar, buralardan emekli olmuş insanlar ve bunların yakınları, arkadaş grupları da eklenebilir.

Bununla birlikte, daha geniş açıdan bakınca, örneğin medikal meslek grupları ve mühendislerin alumni gruplarının da potansiyel birer kitle oldukları unutulmamalıdır. Doğa yürüyüşü (Bushwalking) grupları da gözden kaçırılmayacak önem taşırlar.

Pazar Araştırmasının Ön Bulgularının Bir Özeti

- Ankete katılanların %72'si, 45 ile 70 yaş aralığında yer almaktadır (Şekil 1).
- Ankete katılanların %96'sı, birinci veya ikinci eğitim düzeyindedir (Şekil 3).
- Ankete katılanların değişik sosyal ve öznel gereksinimleri, istekleri vardır. Avusturalya ve deniz aşırı ülkelerdeki jeoturizm bölgelerine seyahat edebilecek iyi bir brüt gelire sahipler (Şekil 5).
- Ankete katılanların tamamı, yaş ve ziyaret noktasına bağlı olarak değişik yanıtlar verseler de, grup turları yerine, bağımsız olarak Avusturalya veya deniz aşırı jeosit lokasyonlarına seyahat etmeyi tercih etmişlerdir.
- Ankete katılanların başlıca amaçları, diğerlerinin yanı sıra: jeolojik bölge ve arazi şekilleri hakkındaki bilgilerini arttırmak; merakını gidermek; anımsamaya değer anı/deneyim biriktirmek; entelektüel uyarım elde etmek; merakını gidermek üzere hazırlanmış ve ekoloji, değişik kültürel deneyimler ve tarih gibi unsurlar içeren benzersiz seyahat paketlerini deneyimlemektir. Kadın katılımcılar, bu tür benzersiz deneyimler sunan seyahat paketlerine daha fazla önem vermektedirler.
- Kadın katılımcılar güzel yiyeceklerin ve şarabın tadını çıkarmaya daha çok önem vermektedirler.

SONUÇLAR

Jeoturizm olarak adlandırılan “gelişmekte olan turizm nişi” özellikle Avustralya’da henüz ticari gelişiminin erken bir aşamasındadır. Jeoloji ve jeomorfoloji konusunda epeyce bilgi sahibi olan insanlar arasında bile istekler ve ihtiyaçlar hakkında çok sınırlı araştırmalar mevcuttur. Bununla birlikte, jeoturizm deneyiminin, geleneksel doğa turizmi ve kültürel turizm unsurları ile birlikte çok daha bütüncül bir deneyim sağlayacağı, böylelikle de çok çekici/heyecan verici bir “deneyimsel turizm” yaklaşımına ulaşma yolunda ilerleme sağlayacağını kanıtlamaktadır. Bu turizm nişinin daha yüksek verimli bir niş olduğu kabul edilmekte, modelin gerçek ticari potansiyelini ortaya koymak için hem zamana hem de yeterli kaynağa sahip olan, ileriki yaşlardaki gezginlere pazarlanması gerekeceği öngörülmektedir.

Sonuç olarak, geleceğin jeoturistleri “deneyimsel turizmin” ötesine geçecekleri umulmaktadır. Bunun için demografik açıdan daha geniş bir kitleye ulaşmak ve böylelikle ABD ve Tayvan gibi ülkelerde anlaşıldığı çizgilerin dışına çıkmak olanaklı olacaktır. Bu ülkelerde ulusal yerbilimsel konular, destinasyon yöneticileri ve turizm operatörleri tarafından giderek daha iyi anlaşılmakta, daha akıllıca yorumlanmakta ve Avustralya’da şu anda bilinenden çok daha fazla destinasyon etkin bir şekilde pazarlanmaktadır.

KAYNAKLAR

- Australian Government (2004). *Tourism White Paper*. Tourism Australia. Canberra.
- Buckley, R. (2003). Environmental inputs and outputs in ecotourism; geotourism with a positive triple line? *Journal of Ecotourism*, 2(1), 76-82.
- Canning, S. (2008). *Boomers the neglected goldmine*. The Australian, 22 May 2008, p. 31. Sydney.
- Coenraads, R. R. & Koivula J. I. (2007). *Geologica*. Penguin Group (Australia), Melbourne.
- Commonwealth Department of Tourism (1994). *National Ecotourism Strategy*. Commonwealth of Australia. Canberra.

- Dowling, R. & Newsome, D. (2008). Preface: Discover The Earth Beneath Our Feet. *Inaugural Global Geotourism Conference*. Fremantle, WA, August 2008. 1-2.
- Hossain, A., Heaney, L. & Carter, P. (2005). *Cultural Tourism in Regions of Australia*. Tourism Research Australia. Canberra.
- Joyce, E. B. (2006). *Geomorphological Sites and the New Geotourism in Australia*. Geological Society of Australia. Melbourne.
- Lang, R. (2003). *Geotourismus and Geotopschultz in Rheinland-Pfalz*. Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (available at <http://www.lgb-rlp.de/geotop.html>).
- Maxwell, J. (2008). *Packed with Experience*. The Australian Financial Review, 6 June 2008. Sydney.
- McKeever, P., Larwood, J. & McKirdy, A. (2006). *Geotourism in Ireland and Britain*. Geotourism. Elsevier. Oxford, 193-197.
- Megerle, A. & Megerle, H. (2002). Geotourism? Geotourism! *Attempto*, 13, 16-17.
- Pförr C. & Megerle A. (2006). *Geotourism: a perspective from Southwest Germany*. Geotourism. Elsevier. Oxford, 120-121.
- Robinson Angus, M. (1979). Modern-day Explorers. *See Australia*, 2(iii), 106-109.
- Robinson Angus, M. & Roots, David. (2008) *Marketing Tourism Sustainably*. Inaugural Global Geotourism Conference, Fremantle, WA, August 2008, 303-317.
- Smith William, L. (2006). Experiential Tourism Around the World: Definitions and Standards. *International Journal of Services and Standards*, 2(1), 1-14.
- Stokes Andrea M., Cook Suzanne D. & Drew Dawn (2003). *The New Trend in Travel*. Travel Industry Association of America and the National Geographic Traveler Magazine.
- Stroud Dick (2005). *The 50-Plus Market*. Kogan Page Limited. London (available at <http://www.20plus30.com>).
- Tourism Research Australia (2007). *International and national visitor surveys*. Canberra.
- Tourism Research Australia (2008). *Through the Looking Glass: The future of domestic tourism in Australia*. Canberra.



TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

AMAÇ ve KAPSAM

Türkiye Jeoloji Bülteni (*Türkiye Jeol. Bül.*) 1947 yılından beri yayınlanan, Türkiye'nin en eski ve en çok tanınan dergilerinden biridir. Jeoloji Mühendisleri Odası (JMO) tarafından yılda üç sayı olarak yayınlanmaktadır. Dergi mühendislik jeolojisi dışındaki yerbilimleri konularında yayın kabul etmektedir. Bilhassa jeoloji, tektonik, yapısal jeoloji, jeokronoloji, jeokimya, sedimantoloji, biyostratigrafi, paleontoloji, mineraloji, magmatik ve metamorfik petroloji, maden yatakları, jeofizik, jeomorfoloji yanı sıra Çevre ve Kent Jeolojisi ile Ekonomik Jeoloji öncelikli konulardır. Bu konularda güncel bilim düzeyinde hem Türkçe hem de İngilizce dillerinde yayın kabul edilmektedir. Yayınlarda öncelik Türkiye ve çevresi, Doğu Akdeniz, Orta Doğu, Balkanlar, Karadeniz ve Hazar Denizi çevresi olmakla birlikte Dünya'nın diğer tüm kritik bölgelerinde yapılan düzeyli yayınlara da açıktır. Bu kapsamda yapılan araştırmaların bilimsel düzeyi yüksek sonuçlarını içeren makaleler hiçbir ücret almadan yayınlanmaktadır. Açık erişimli bir dergidir. Derginin hedef okuyucu kitlesi bu konu ve kapsamla ilgili tüm yerbilimcilerdir. Dergide daha çok orijinal araştırma makaleleri ve daha az sayıda derleme ve diğer bilimsel nitelikli yayınlara yer verilmektedir. Türkiye Jeoloji Kongresi ve diğer Ulusal ve uluslararası toplantıların seçilen oturumları, hakemli yayın işlemlerinden sonra özel sayı(lar)da yayınlanabilmektedir.

YAZILARIN HAZIRLANMASI

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ'nin yayın dili Türkçe ve İngilizcedir. 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 Editörlüğe Türkçeye 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 SÜRECİ ve ETİK BİLDİRİMİ

Tüm makaleler internet üzerinden <http://dergipark.gov.tr/tjb> adresindeki "Makale Gönder" menüsü aracılığıyla Türkiye Jeoloji Bülteni'ne elektronik ortamda gönderilmelidir. Bunun için önce DergiPark 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.

YAZIM KURALLARI

Yazılar aşağıda verilen düzen çerçevesinde hazırlanmalıdır:

- (a) Başlık (Türkçe ve İngilizce)
- (b) Yazar Adları (koyu ve baş harfleri büyük harfle) ve adresleri (italik ve küçük harfle) ile başvurulacak yazarın e-posta adresi
- (c) Öz (Türkçe ve İngilizce)
- (d) Anahtar Kelimeler (Türkçe ve İngilizce)
- (e) Giriş (amaç, kapsam ve yöntem)
- (f) 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 puntoyla (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

EXTENDED SUMMARY

KATKI BELİRTME

ORCID

KAYNAKLAR / REFERENCES

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
e-posta: a_ahmetoğlu@ankara.edu.tr
ORCID Numarası: 0000-0001-1458-0820

A. Hüsnü Hüsnüoğlu

MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etütler Dairesi, 06520 Ankara
e-posta: husnu56@mta.gov.tr
ORCID Numarası: 0000-0001-1458-0830

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 de 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

Metin İçinde Atıfların Yazılması

A. Yayında tek yazar varsa

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:

(Yazar1, Tarih) **Ör:** (Sönmez, 1996)

Metin içinde yazılması gerekiyorsa:

Yazar1 (Tarih) **Ör:** Sönmez (1996)

B. Yayında 2 yazar varsa

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:

(Yazar1 ve Yazar2, Tarih) Ör: (Merriman ve Frey, 1999)

Metin içinde yazılması gerekiyorsa:

Yazar1 ve Yazar2 (Tarih) Ör: Merriman ve Frey (1999)

C. Yayında 2'den fazla yazar varsa

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:

(Yazar1 vd., 1987) Ör: (Pettijohn vd., 1987)

Metin içinde yazılması gerekiyorsa:

Yazar1 vd. (1987) Ör: Pettijohn vd. (1987)

D. Arka arkaya birden fazla atıfta bulunulacaksa

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:

(Merriman ve Frey, 1999; Pettijohn vd., 1987; Sönmez, 1996)

Metin içinde yazılması gerekiyorsa:

Merriman ve Frey (1999), Pettijohn vd. (1987), Sönmez (1996)

E. Aynı yazarların aynı yıl içinde birden fazla yayınına atıfta bulunulduysa

Bu durumda Kaynaklar **bölümünde** makalelerin tarihlerinden sonra a, b, c gibi harfler verilir, metin içindeki atıflarda da tarihlerden sonraki harfler kullanılır.

Kaynakçada:

Ahmetoğlu, A. ve Hüsnüoğlu, H. (2022a). Makale Adı 1. *Sürelî yayının/derginin adı (kısaltılmamış)*, Cilt No(Sayı No), sayfa numaraları. Varsa DOI bilgisi

Ahmetoğlu, A. ve Hüsnüoğlu, H. (2022b). Makale Adı 2. *Sürelî yayının/derginin adı (kısaltılmamış)*, Cilt No(Sayı No), sayfa numaraları. Varsa DOI bilgisi

Metin içindeki atıflarda:

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa: (Ahmetoğlu ve Hüsnüoğlu, 2022a)

Metin içinde yazılması gerekiyorsa: Ahmetoğlu ve Hüsnüoğlu (2022a)

Kaynaklar Bölümü

Aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır

- TJB'de Türkçe yayınlanacak makalelerde: Kaynak çok isimli bir çalışma ise: Son isimden önce "ve" gelmelidir eğer kaynak İngilizce ise "&" kullanılmalıdır.
- Editörün belirtilmesi gereken çalışmalarda: Tek isim ise (Ed.) çoklu editör ise: Son isimden sonra (Ed. ler) eğer kaynak İngilizce ise (Eds.) yazılmalıdır.

A. Sürelî yayınlar:

A.1. Sürelî yayınların gösterilmesi:

Yazar ad(lar)ı, (Tarih). Makalenin başlığı. *Sürelî yayının/derginin adı (kısaltılmamış)*, Cilt No (Sayı No), sayfa numaraları. Varsa DOI bilgisi

Hoek, E. & David, M. (1990). Estimating Mohr – Coulomb friction and cohesion values from Hoek – Brown failure criterion. *International Journal of Rock Mechanics*, 27 (3), 220-229. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(90\)94333-O](https://doi.org/10.1016/0148-9062(90)94333-O)

A.2. Özel durumlar:

A.2.1. Eğer makale serbest erişimli bir internet sayfasından alındıysa:

Ketin, İ. (1949). Son on yılda Türkiye’de vukua gelen büyük depremlerin tektonik ve mekanik neticeleri hakkında. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 2(1), 1-13. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/50279/650044>

A.2.2. Eğer makalenin makale numarası varsa:

Açlan, M., Oyan, V. & Köse, O. (2020). Petrogenesis and the evolution of Pliocene Timar basalts in the east of Lake Van, Eastern Anatolia, Turkey: A consequence of the partial melting of a metasomatized spinel-rich lithospheric mantle source. *Journal of African Earth Sciences*, 168, Article 103844. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103844>.

B. Bildiriler:

Yazar ad(lar)ı, (Tarih). Bildirinin başlığı. Editör(ler), *Sempozyum veya Kongrenin Adı*, (bildirinin sayfa aralığı). Yayınevi. Varsa DOI bilgisi veya internet erişim bilgisi

Şanlıyüksel Yücel, D., İleri, B. (2019). Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. H. Sözbilir, Ç. Özkaymak, B. Uzel, Ö. Sümer, M. Softa, Ç. Tepe, S. Eski (Ed.ler), 72. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri ve Tam Metin Bildiriler Kitabı*, (s.63-64). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/174e0f6fa731893_ek.pdf

C. Kitaplar:

C.1. Kitapların gösterilmesi:

Yazar ad(lar)ı, (Tarih). *Kitabın Adı* (ilk harfleri Büyük). Yayınevi. Varsa DOI bilgisi veya internet erişim bilgisi

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. (1987). *Sand and Sandstones* (2nd ed.). Springer-Verlag New York. <https://www.doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5>

Ketin, İ. (2016). *Genel Jeoloji, Yerbilimlerine Giriş* (9. Baskı). İTÜ Vakfı Yayınları.

C.2. Çeviri Kitapların Gösterilmesi:

Yazar ad(lar)ı, (Tarih). *Kitabın Çeviri Adı* (Çevirenlerin adı). Yayınevi. (Orijinal yayın tarihi). Varsa DOI bilgisi veya internet erişim bilgisi

Komatina, M. M. (2011). *Tıbbi Jeoloji: Jeolojik Ortamların İnsan Sağlığı Üzerindeki Etkileri* (Çev: Y. Örgün ve D. Bayrak). TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası (Orijinal yayın tarihi: 2001).

D. Kitapta Bölüm ise:

Yazar ad(lar)ı, (Tarih). Bölüm Adı. Editör(ler) *Kitap adı* (Bölümün sayfa aralığı). Yayınevi.

Merriman, R. J. & Frey, M. (1999). Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In M. Frey & D. Robinson (Eds.), *Low Grade Metamorphism*, (pp. 61-107). Blackwell Sciences Ltd.

E. Raporlar ve Tezler:

E.1. Raporlar:

Yazar ad(lar)ı, Tarih. *Raporun başlığı* (Varsa rapor no). Kurum adı (Yayımlanma durumu).

Kellogg, H. E. (1960). *Stratigraphic report, Derik-Mardin area Petroleum District V, Southeast Turkey* (Rapor no: 1367). TPAO (yayımlanmamış).

E.2. Tezler:

Yazar adı, (Tarih). *Tezin başlığı* [Yayımlanma durumu ve derecesi]. Kuruluşun veya Üniversitenin Adı.

Sönmez, H. (1996). *TKİ ELİ Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütlesi içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

F. Kişisel Görüşme:

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

G. İnternette İndirilen Bilgiler:

Kurumun veya internet sayfasının adı, (Erişim tarihi). Web adresi.

KRDAE, (2020, 02 Ocak). Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü. Deprem Bilgileri, Büyük Depremler. <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/deprem-bilgileri/buyuk-depremler/>

H. Kaynak olarak kullanılan haritalar:

Konak, N. ve Ercan, T., 2002. *1/500.000 Türkiye Jeoloji Haritası Van Paftası*, (Şenel, M., (Ed.)). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.

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.

Eşitliklerde kullanılan alt ve üst indisler belirgin şekilde ve daha küçük karakterle yazılmalıdır. 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 CO_3^{--} yerine $Ca(2+)$ ve $CO_3(2-)$ tercih edilmelidir. Metinde eşitliklere "eşitlik (1)" şeklinde atıfta bulunulmalıdır. Gerekliyse, bilgisayar programı listeleri de net ve okunur şekilde ekte verilmelidir.

Çizelgeler

Çizelgeler, başlıklarıyla birlikte, 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 DergiPark Akademik (dergipark.gov.tr/tjb) adresi üzerinden elektronik olarak sisteme yüklenmelidir.

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ EDITÖRÜ

Prof. Dr. Erdiç YİĞİTBAŞ

Tel: 286 2180018-20088

e-posta: eyigitbas@comu.edu.tr

YAYIMA KABUL EDİLEN MAKALELERİN SUNUMU

Yazarlar, makalelerinin yayıma kabulü halinde, makalenin düzeltilmiş son halini DergiPark Sistemi üzerinden Editör'e göndermelidir. Makaleler *DOCX biçiminde hazırlanmalıdır. Tüm şekiller Corel Draw ile çizilmelidir. Bununla birlikte, şekillerin çözünürlükleri 300 dpi den az olmamalıdır. Hem çizim (CDR) hem de resim (JPG) dosyaları DergiPark Sistemi üzerinden gönderilmelidir.

PROVA BASKILAR

Makalelerin prova baskıları, dizgi ve yazım hatalarının olup olmadığını 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.

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.

ETİK İLKELER VE YAYIN POLİTİKASI

Türkiye Jeoloji Bülteni (*Türkiye Jeol. Bül.*) yayıncı ve kullanıcıları (Baş Editör, editörler, alan editörleri, yazarlar, hakemler, okuyucular vb.) Yayın Etiği Komitesi (COPE) tarafından belirlenen etik kurallara ve sorumluluklara uymalıdır.

Dergi Politikası:

Açık Erişim Politikası: *Türkiye Jeol. Bül.* hakemli bir dergidir. Basılı ve elektronik ortamda çevrimiçi yayın yapmakta olup açık erişim sistemine sahiptir. Dergi sayıları Ocak, Nisan ve Ağustos aylarında yılda üç kez yayınlanır. Yayın süreçlerinde, bilimsel yöntemle özgürce ve yansız biçimde üretilen bilginin paylaşılması gözetilir. Makale değerlendirme sürecinde kör hakemlik sistemi uygulanır. *Türkiye Jeol. Bül.*'nin 1947 yılından itibaren yayınlanan tüm sayıları gerek yayıncı kuruluş olan Jeoloji Mühendisleri Odası (JMO) tarafından basılı ve elektronik versiyonları ve TUBITAK - DergiPark tarafından ise elektronik versiyonları arşivlenmektedir.

Ücret Politikası: *Türkiye Jeol. Bül.*'nin yayıncı kuruluşu JMO'dır. JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bül.* derginin basılı ve elektronik versiyonları için herhangi bir ücret ya da abonelik bedeli, yazarlar için ise yayın ücreti ya da benzeri bir ödeme talep etmez.

Telif Hakkı Devri: JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bül.*, yayınlanacak makalelerin telif haklarının alınması için yazarlardan yazılı onay alır. İlgili yazar, dergiye sunulan makalenin yazarı/sahibi olduğunu ve kendisi ve diğer yazar(lar) adına telif hakkını JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bül.*'ne devreder. **Telif Hakkı Devri Formu**'nun doldurularak, makale sunumu esnasında dergi sistemine yüklenmesi zorunludur. Sorumlu yazar, gönderilen bu makalenin başka bir yerde benzer bir formda yayınlanmadığını, makalenin orijinal olduğunu ve yayınlanmak üzere başka bir yere gönderilmeyeceğini garanti etmelidir. Sunulan makalenin tüm yazarları, yazının tüm haklarını ve tüm telif haklarını imzalayarak JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bül.*'ne devretmelidir. JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bül.*'nin, ilgili makalenin tamamını veya bir kısmını dersler/ders notları, raporlar ve ders kitapları/basılı kitaplar gibi gelecekteki eserlerinde herhangi bir ödeme yapmadan kullanma hakkı ve ilgili makalenin kendi kullanımını için kopyasını alma hakkı vardır. JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bül.*; ticari amaçlar dışında patent hakları gibi telif hakkı dışındaki tüm haklarını saklı tutar.

Makale sunumu: *Türkiye Jeol. Bül.*'ne değerlendirilmek üzere makale gönderecek yazar(lar), öncelikle DergiPark'a üye olmak zorundadır. Sorumlu yazar çalışmalarını (orijinal makale, derleme, vb) *Türkiye Jeol. Bül.*'ne Dergipark sistemi üzerinden göndermelidir.

İntihal Politikası: Makaleden sorumlu yazarın dergiye yeni makale gönderimi için "iThenticate İntihal Tespit Yazılımı" veya "Turnitin" veya eşdeğeri bir intihal programı kullanarak benzerlik raporu yanı sıra, imzalanan "**Telif Hakkı Devri Formu**" ve "**Etik Bildirim Formu**"nu DergiPark sistemine yüklemesi gerekmektedir. Gönderilen makalenin benzerlik endeksi oranı, referans listesi hariç, % 20'nin altında olmalıdır.

Yazar Katkısı Beyanı ve Çıkar Çatışması/Çakışması Beyanı: Makale yazarlarının her biri makaleye önemli bilimsel katkıda bulunmuş olması gerektiğinden her yazarın eşit etik sorumluluk taşıdığı kabul edilir. Makalenin tüm yazarları, hatalı durumlarda geri çekme veya düzeltme yapmakla yükümlüdür.

Yazarlar, yazılarını sisteme yükleme aşamasında gerek benzer konularda araştırma yapan diğer araştırmacılar bakımından ve gerekse potansiyel hakemlik konularında her türlü çıkar çatışmasını/çakışmasını açıkça belirtmelidir. Çıkar çatışması/çakışması bulunmadığını düşündüğü durumda ise bu husus açıkça belirtilmelidir.

Kör hakemlik: *Türkiye Jeol. Bül.*'nde tüm bilimsel yayınların objektif değerlendirilmesini sağlamak amacıyla kör hakemlik sistemi uygulanmaktadır. Makaleye hakem atama aşamasında hakem ve yazar(lar) arasında herhangi bir çıkar çatışması/çakışması bulunmamasına özen gösterilmektedir. Bu amaçla hakem ve yazar(lar) arasında bilhassa; a) Tez danışmanı/öğrenci ilişkisi olmaması, b) Yazar(lar) ve hakem arasında yakın geçmişte (son 2 yıl) ortak araştırma ve yayın yapılmış olması, c) Aynı kurumda görev yapıyor olmaması, d) Dergiye sunulan yazıya biçim ya da içerik yönünden katkı yapmamış olması, e) Yazar(lar) ve hakem arasında yargıya ya da etik kurullara intikal eden ihtilafların olmaması, f) Hakem ve yazar(lar) arasında akrabalık ilişkisinin olmaması g) Hakemin yazar(lar) hakkında kamuoyuna intikal etmiş önyargılarının bulunmaması, h) Hakem ve yazar(lar) arasında herhangi bir ticari ilişkisinin olmaması vb durumlar dikkate alınır. Dergi editörlüğünün gözünden kaçan durumların olması ihtimaline karşı hakemlerin de böyle bir durumda editörlüğü uyarması gerekir. Ayrıca hakemlerin;

- Sadece uzmanlık alanlarına giren makaleleri değerlendirmeleri,
- Değerlendirmeyi tarafsız, objektif ve gizlilik içinde yapmaları,
- Değerlendirmede milliyet, cinsiyet, dini inanç, siyasi düşünce, ticari kaygılar vb nedenlerle tarafsızlıklarını kaybetmemeleri,

- Görüş ve önerilerini akademik görgü kuralları içinde, yapıcı ve akademik bir dille yapmaları, kişisel polemik yaratacak üsluptan kaçınmaları,
- Yayın sürecini sebepsiz uzatacak şekilde değerlendirmelerini geciktirmemeleri istenir.

Değerlendirme İşlemi:

Ön Kontrol (Hakem değerlendirme öncesi) Süreci: *Türkiye Jeol. Bült.*'ne sunulan makale ilk olarak, Baş Editör tarafından dergi amaç ve kapsamına uygunluğu açısından gözden geçirilir. Gönderilen makale, derginin amaç ve kapsamına uymuyorsa en geç 15 gün içerisinde reddedilir ve yazara bilgi verilir. Amaç ve kapsamı uygun bulunan makale, yapılan hakem değerlendirmesi öncesi yazım kuralları, dil ve anlatım açısından ve çalışmanın planlanması açısından incelenir. Bu konularda eksiklikleri bulunan makalelerin yazar tarafından düzeltilmesi istenir. Değerlendirme sürecinde yazarlar editör ve hakemlerin görüş, öneri ve eleştirilerine cevap vermekle yükümlüdürler. Yazarlar, hakem görüşlerini dikkate alarak sorulan soruları cevaplamak, görüş ve önerileri değerlendirmek, eleştirilere karşı olumlu ya da olumsuz karşılık vererek bunlara dair kanıtlarını ayrıntılı bir mektupla editöre bildirmek zorundadır. Bu karşı mektupta akademik üslup kullanılmalı, kişisel tartışmalardan kaçınılmalıdır. Hakem görüşleri doğrultusunda düzeltilmesi istenen makalelerin düzeltilmiş kopyası geçerli bir neden olmaksızın 30 gün içerisinde tekrar editöre gönderilmediği takdirde editörün makaleyi reddetme hakkı vardır. Yeniden düzenleme sonrası, düzeltilmiş makale editör tarafından gerekirse yeniden hakem değerlendirmesine gönderilir veya editör tarafından doğrudan kabul veya reddedilir.

Hakem Değerlendirme Süreci: Makalelerin tüm bölüm içerikleri incelenip hakem değerlendirmesi için uygun bulunduğu makaleler hakem değerlendirmesine alınır. Ancak, herhangi bir nedenle hakem değerlendirmesine uygun bulunmayan makaleler, editörün değerlendirme raporuyla birlikte reddedilir. Yazara en geç 15 gün içerisinde bilgi verilir. Hakem değerlendirmesinde makaleler, editör tarafından içerik ve uzmanlık alanlarına göre dergi hakem havuzundan ve/veya havuz dışından olmak üzere, en az üç hakeme gönderilir. Makale hakemlerinin belirlenmesinde yukarıda açıklanan çıkar çatışması/çakışması hususlarına özen gösterilir. Hakemler değerlendirme süreciyle ilgili hiçbir kimseye bilgi ve belge paylaşmayacaklarını garanti etmek zorundadır. Hakem değerlendirme süreci için hakemlere verilen süre 30 gündür. Hakemler veya editörden gelen düzeltme önerilerinin yazarlar tarafından 30 gün içerisinde tamamlanması zorunludur. Hakemler makale için düzeltmelerini inceleyerek uygunluğuna karar verebilir veya gerekliyse birden çok defa düzeltme talep edebilir. Değerlendirme sonucu, hakemlerden gelen görüşler, editör tarafından en geç 15 gün içerisinde incelenir. İnceleme sonucunda, editör makaleye ilişkin nihai kararını vererek yazara iletir. Ret kararı verilen makaleler arşivlenir.

Makale Geri Çekme: Değerlendirme aşamasındaki makalesini geri çekme isteğinde bulunan yazar(lar), konuyu içeren ıslak imzalı dilekçeyi dergi e-mail adresi tjbdergi@gmail.com üzerinden yayın kuruluna iletirler. Yayın Kurulu, geri çekme dilekçesini inceleyerek en geç 15 gün içerisinde cevap verir. Yayın Kurulu tarafından dilekçesi onaylanmayan bir makalenin yazar(lar)ı, makalelerini başka bir dergiye gönderemezler. Yazar(lar)ın yayınlanmış, erken görünüm veya değerlendirme aşamasındaki çalışmasıyla ilgili bir yanlış ya da hatayı fark etmesi durumunda, dergi editörüyle işbirliği yapma yükümlülüğü bulunmaktadır. Yazar(lar), bizzat kendilerine ait olmayan verileri kullanma hakkına sahip olduklarını, araştırma/analiz ile ilgili gerekli olabilecek izinleri gösteren belgelere sahip olmalıdır.

Editörler, derginin gelişimi ve yayınlanan çalışmaların kalitesini geliştirmeye yönelik süreçleri dikkatle takip eder. *Türkiye Jeol. Bült.* Yayın Kurulu basım aşamasında, değerlendirme aşamasında veya yayınlanmış bir makale için telif hakkı ve intihal şüphesi oluşması durumunda, makaleyle ilgili bir soruşturma başlatır. Yapılan soruşturma sonucunda, makalede telif hakkı ve intihal şüphesi tespit edilmesi durumunda, Yayın Kurulu makaleyi detaylı açıklama yaparak değerlendirme aşamasından geri çekme işlemini yazar(lar)a en geç 15 gün içerisinde bildirir.

Gizlilik: *Türkiye Jeol. Bült.* sistemindeki tüm kişisel bilgiler bilimsel amaçlarla kullanılmakta olup, üçüncü taraflarla paylaşılmamaktadır.

Sorumluluk Reddi: Baş Editör ve Yayın Kurulu üyeleri, yazarların görüşlerinden ve yazı içeriğinden sorumlu değildir. Yazarlar, yazılarındaki etik özgünlük ve olası hatalardan sorumludur. Son okuma (düzeltme okuması) öncesi ve sayfa düzenleme aşamasında oluşabilecek tüm hatalardan yazarlar sorumludurlar. Son okuma sonrası meydana gelen hatalar dergi yetkililerinin sorumluluğundadır.



GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY

AIM and SCOPE

The Geological Bulletin of Turkey (*Geol. Bull. Turkey*) is one of the oldest and best-known journals in Turkey, published since 1947. It is published by the Chamber of Geological Engineers (CGE) with three issues every year. The journal accepts articles about earth science topics apart from engineering geology. Primary topics include geology, tectonics, structural geology, geochronology, geochemistry, sedimentology, biostratigraphy, paleontology, mineralogy, magmatic and metamorphic petrology, mineral deposits, geophysics and geomorphology, in addition to environmental and urban geology along with economic geology. Articles are accepted in both Turkish and English at current scientific levels in relation to these topics. Articles include primarily Turkey and surroundings, eastern Mediterranean, Middle East, Balkans, Black Sea and Caspian Sea areas, along with ranked articles from all other critical regions of the world. Articles including results with high scientific level from research completed within this scope are published without any fee. The journal is open access. The target audience for the journal is all earth scientists interested in these topics and this scope. The journal includes mainly original research articles and lower numbers of reviews and publications with other scientific qualities. Selected sessions at the Geological Congress of Turkey and other national and international meetings may later be published as special issues after reviewed publication processes.

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 DergiPark at <http://dergipark.gov.tr/tjb>. 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.

INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

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

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET / EXTENDED SUMMARY

ANCKNOWLEDGEMENTS

ORCID

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
e-mail: a_ahmetoğlu@ankara.edu.tr
ORCID Number: 0000-0001-1458-0820

A. Hüsnu Hüsnuoğlu MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etüdler Dairesi, 06520 Ankara
e-posta: husnu56@mta.gov.tr
ORCID Number: 0000-0001-1458-0830

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 keywords which reflect the entries the authors would like to see in an index. Keywords should be given in both Turkish and English. Keywords should be written in lower-case letters, separated by commas, and given in alphabetical order. For Technical Notes and Discussions, keywords should not be provided.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET / EXTENDED SUMMARY

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.

CITATIONS and REFERENCES

Citation in the text

A. If the article has one author

Paranthetical citations: (Author, Year) e.g.: (Sönmez, 1996)

Narrative citations: Author (Year) e.g.: Sönmez (1996)

B. If the article has two authors

Paranthetical citations: (Author1 & Author2, Year) e.g.: (Merriman & Frey, 1999)

Narrative citations: Author1 and Author2 (Year) e.g.: Sönmez (1996)

C. If the article has more than two authors

Paranthetical citations: (Author1 et al., Year) e.g.: (Pettijohn et al., 1987)

Narrative citations: Author1 et al. (Year) e.g.: Pettijohn et al., (1987)

D. Citing Multiple Works

Parenthetical citations: (Merriman & Frey, 1999; Pettijohn et al., 1987; Sönmez, 1996)

Narrative citations: Merriman and Frey (1999), Pettijohn et al. (1987), Sönmez (1996)

E. If more than one publication of the same authors published in the same year is cited

In this case, letters such as a, b, c are given after the years of the articles in the References section. In the same way, these letters are used in the citations in the text.

In References:

Ahmetoğlu, A. & Hüsnuoğlu, H. (2022a). Article 1. *Full Name of Journal*, Vol.(No), pages. DOI number (if available)

Ahmetoğlu, A. & Hüsnuoğlu, H. (2022b). Article 2. *Full Name of Journal*, Vol.(No), pages. DOI number (if available)

Citations in the text:

Parenthetical citations: (Ahmetoğlu & Hüsnuoğlu, 2022a)

Narrative citations: Ahmetoğlu & Hüsnuoğlu (2022a)

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.

A. Journals

Bundan sonrasında bir değişiklik yok araya yukarıdakileri ekleyeceğiz

A.

A.1. Citing the periodicals:

Author(s), (Date). Title of paper. *Full Name of Journal*, Vol. (No), pages. DOI number (if available)

Hoek, E. & David, M. (1990). Estimating Mohr – Coulomb friction and cohesion values from Hoek – Brown failure criterion. *International Journal of Rock Mechanics*, 27 (3), 220-229. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(90\)94333-O](https://doi.org/10.1016/0148-9062(90)94333-O)

A.2. Special cases:

A.2.1. If the article was taken from an open (free) access website:

Ketin, İ. (1949). Son on yılda Türkiye’de vukua gelen büyük depremlerin tektonik ve mekanik neticeleri hakkında. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 2(1), 1-13. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/50279/650044>

A.2.2. If the article has an article number:

Açlan, M., Oyan, V. & Köse, O. (2020). Petrogenesis and the evolution of Pliocene Timar basalts in the east of Lake Van, Eastern Anatolia, Turkey: A consequence of the partial melting of a metasomatized spinel-rich lithospheric mantle source. *Journal of African Earth Sciences*, 168, Article 103844. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103844>.

B. Proceedings and Abstracts:

Author(s), (Date). Title of paper. Name of Editor(s), *Title of Symposium or Congress*, (pages). Name of Publisher. DOI number & internet address (If available).

Şanlıyüksel Yücel, D., İleri, B. (2019). Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. In H. Sözbilir, Ç. Özkaymak, B. Uzel, Ö. Sümer, M. Softa, Ç. Tepe, S. Eski (Eds.), *72nd Geological Congress of Turkey The Proceedings and Abstracts Book*, (s.63-64). Chamber of Geological Engineers of Turkey Publications No: 140. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/174e0f6fa731893_ek.pdf

C. Books:

C.1. Citing of books:

Author(s), (Date). *Name of the Book*. Name of the Publisher. DOI number & internet address (if available).

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. (1987). *Sand and Sandstones* (2nd ed.). Springer-Verlag New York. <https://www.doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5>

Ketin, İ. (2016). *Genel Jeoloji, Yerbilimlerine Giriş* (9. Baskı). İTÜ Vakfı Yayınları.

C.2. Citing of translated books:

Author(s), (Date). *Name of the Translated Book*. Name of the Publisher. (Original publishing date). DOI number & internet address (If available).

Komatina, M. M. (2011). *Tıbbi Jeoloji: Jeolojik Ortamların İnsan Sağlığı Üzerindeki Etkileri* (Translator: Y. Örgün ve D. Bayrak). TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası (Original publication date: 2001).

D. Chapter in book:

Author(s), (Date). Chapter Name. Name of Editors, *Name of Book* (Page numbers of the chapter). Name of Publisher.

Merriman, R. J. & Frey, M. (1999). Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In M. Frey & D. Robinson (Eds.), *Low Grade Metamorphism*, (pp. 61-107). Blackwell Sciences Ltd.

E. Reports and Thesis:

E.1. Reports:

Author(s), (Date). *Title of report* (If any report no). Name of the Organization or Institution, (published or unpublished).

Kellogg, H. E. (1960). *Stratigraphic report, Derik-Mardin area Petroleum District V, Southeast Turkey* (Rapor no: 1367). TPAO (unpublished).

E.2. Thesis:

Author, (Date). *Title of Thesis* [published or unpublished & PhD or Msc Thesis]. Name of the Institution or University.

Sönmez, H. (1996). *TKİ ELİ Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemlı kaya kütlesi içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi* [Unpublished Msc Thesis]. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

F. Personal Communications:

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

G. Information Downloaded from the Internet

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

KRDAE, (2020, 02, January). Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute Regional Earthquake-Tsunami Monitoring Center, <http://www.gov.tr>.

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.

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 CO₃(2-) instead of Ca⁺⁺ and CO₃⁻⁻. 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 DergiPark Academics (dergipark.gov.tr/tjb)

EDITOR IN-CHIEF

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Tel: 286 2180018-20088

e-mail: eyigitbas@comu.edu.tr

SUBMITTING ARTICLES ADMITTED TO PUBLICATION

In cases where authors' manuscripts are admitted to publication, authors should send revised final copies of their manuscripts to Editor through the DergiPark System. Manuscripts should be issued in *DOCX format. All images, should be issued in Corel Draw. Besides, the resolution of the figures should not be less than 300 dpi. Both drawing (CDR) and image (JPG) files must be submitted through the DergiPark System.

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.

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.

ETHICAL PRINCIPLES AND PUBLICATION POLICY

The publisher and users (chief editor, editors, field editors, authors, reviewers, readers, etc.) of the Geological Bulletin of Turkey (*Geol. Bull. Turkey*) must abide by the ethical rules and responsibilities determined by the Committee of Publication Ethics (COPE).

Journal Policy:

Open Access Policy: The *Geol. Bull. Turkey* is a peer-reviewed journal. It publishes in print and online in the electronic environment and has an open-access system. Journal issues are published three times per year in the months of January, April and August. Publication processes ensure sharing of information produced freely and objectively with the scientific method. The review process for articles applies a blind review system. All issues of the *Geol. Bull. Turkey* published since 1947 are archived as both print and electronic versions by the publishing organization, the Chamber of Geological Engineers (CGE), and as electronic versions by TUBITAK – DergiPark.

Price Policy: The publishing organization of the *Geol. Bull. Turkey* is the CGE. The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* do not demand any fee or subscription costs for printed and electronic versions of the journal or any publishing costs or similar from authors.

Copyright Transfer: The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* receive written permission from authors to obtain the copyrights of articles that will be published. The relevant authors, as writer/owner in their own name and the name of other authors, transfer copyright of the article offered to the journal to the CGE and/or *Geol. Bull. Turkey*. It is mandatory to complete the **Copyright Transfer Form** and upload it to the journal system when submitting the manuscript. The responsible author must guarantee that this manuscript has not been published in similar form in other places, that the manuscript is original and that it will not be sent for publication elsewhere. All authors of the submitted manuscript must sign and transfer all rights and all copyright for the article to the CGE and/or *Geol. Bull. Turkey*. The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* receive the right to use all or part of the relevant article in future works like lessons/lesson notes, reports and textbooks/printed books without any payment and to copy the relevant manuscript for their own use. The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* reserve all rights apart from copyright, such as patent rights, except for commercial purposes.

Article submission: The authors of articles submitted for assessment by *Geol. Bull. Turkey* must first be members of DergiPark. The corresponding author must submit the study (original article, review, etc.) to *Geol. Bull. Turkey* through the DergiPark system.

Plagiarism Policy: In addition to the corresponding author submitting the article to the journal, they must upload a similarity report using “iThenticate Plagiarism Detection Software” or “Turnitin” or equivalent plagiarism program, along with the signed **Copyright Transfer Form** and the **Ethics Report Form** to the DergiPark system. The similarity index rate for articles must be below 20%, excluding the reference list.

Author Contribution Statement and Conflict / Conflict of Interest Statement: Each of the authors need to have made significant scientific contributions to each article, so every author is accepted as carrying equal ethical responsibility. All authors of an article are obliged to recall or make corrections in situations involving mistakes.

The authors must clearly state all types of conflict/conflict of interest in relation to topics such as other researchers studying similar topics and potential reviewers. In situations where no conflict/conflict of interest is considered to exist, this must be clearly stated.

Blind review: *Geol. Bull. Turkey* applies a blind review system with the aim of ensuring objective assessment of all scientific publications. In the stage of assigning reviewers for an article, care is taken that there is no conflict/conflict of interest between reviewers and author(s). With this aim, care is taken that between reviewers and author(s) a) there are no thesis advisor/student relationships, b) no common research or publications between author(s) and reviewers in the recent past (last 2 years), c) they are not employed in the same organization, d) they have not contributed to the manuscript submitted to the journal in terms of form or content, e) author(s) and reviewer have no disputes that were referred to judiciary or ethical committees, f) there is no kinship between reviewer and author(s), g) no publicly stated prejudice of the reviewer toward the author(s), h) no commercial relationship between reviewer and author(s), etc. In case of situations missed by the journal editors, the reviewers must warn the editors of such a situation. Additionally, reviewers are requested;

- To only assess articles that are within their field of expertise,
- To perform assessments unbiased, objectively and confidentially,
- To avoid bias in assessments due to reasons such as nationality, sex, religious beliefs, political leanings, commercial concerns, etc.,
- To provide opinions and recommendations within academic etiquette, with constructive and academic language, avoiding language which will create personal polemic,
- To avoid delaying assessments in a way which lengthens the publication process without reason.

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2023 Cilt 66 Sayı 1
January 2023 Volume 66 Issue 1

Fikret Göktaş, Tümel Tanju Kaya, Erhan Tarhan, Serdar Mayda Karaburun Yarımadası'nın Geç Miyosen Stratigrafisi, Yeni Memeli Bulguları ve Bölgesel Korelasyon, Batı Anadolu Late Miocene Stratigraphy of Karaburun Peninsula, New Mammal Records and Regional Correlation, Western Anatolia	1
Mustafa Haydar Terzi, Erkan Yılmaz, İlkay Kuşcu, Sercan Bozan İnlice (Konya-Türkiye) Yüksek Sülfidasyon Epitermal Altın Yatağının Jeolojisi, Alterasyonu ve Jeokimyasal Karakteristikleri Geology, Alteration and Geochemical Characteristics of Inlice (Konya-Turkey) High Sulphidation Epithermal Gold Deposit.....	23
Yeşim Yücel-Öztürk, Cüneyt Akal İdrisyayla Volkanitlerinde (Kırka-Eskişehir) Gözlenen Sferulitik Riyolitlere ait İlk Petrografik Dokusal Veriler The First Petrographic Textural Data of Spherulitic Rhyolites Observed in the İdrisyayla Volcanites (Kırka-Eskişehir)	59
Sema Tetiker İznik Metamorfizmaları'nın Çok Düşük Dereceli Metamorfizma Özelliklerinin İncelenmesi (Armutlu Yarımadası, KB Türkiye) Investigations of Very Low Grade Metamorphism Properties of the İznik Metamorphics (Armutlu Peninsula, NW Turkey)	75
Arzu Gül, Mehmet Özkul Çal Kanyonu ve Çevresinin (Denizli, GB Anadolu) Jeolojik-Jeomorfolojik Özellikleri ve Jeoturizm Potansiyeli Geological-Geomorphological Characteristics and Geotourism Potential of Çal Canyon and its Surroundings (Denizli, SW Anatolia).....	107
Didem Kiray, Oya Cengiz Kestanelik Granitoidinin Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri (Çanakkale, Biga Yarımadası) Petrographical and Geochemical Characteristics of the Kestanelik Granitoid (Biga Peninsula, Çanakkale).....	127
Angus M. Robinson, Türkçe'ye Çeviren (Translated by): Yahya Çiftçi Jeoturizm: Kime Jeoturist Denir?.....	149

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, EBSCO, SOBIAD ve ULAKBİM TR Dizin Veri Tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, EBSCO, SOBIAD and ULAKBİM TR Dizin Databases.

Yazışma Adresi

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

Corresponding Address

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