

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2024 Cilt 67 Sayı 3
August 2024 Volume 67 Issue 3

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Hüseyin ALAN	Başkan / <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 DEĞİRMENCİ	Sosyal İlişkiler Üyesi / <i>Member of Social Affairs</i>
Işık Şener AYDEMİR	Yayın Üyesi / <i>Member of Publication</i>

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / *Publication Board*

Baş Editör / *Editor in Chief*

Erdinç YİĞİTBAŞ
eyigitbas@comu.edu.tr

Editörler / *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)	PARLAK Osman (Adana, Türkiye)
ALDANMAZ Ercan (Kocaeli, Türkiye)	PAVLIDES Spyros (Selanik, Yunanistan)
ALTUNEL Erhan (Eskişehir, Türkiye)	PIPER John D.A. (Liverpool, İngiltere)
BABA Alper (İzmir, Türkiye)	PIPIK Radovan Kyska (B. Bystrica, Slovakya)
BATI Zühtü (Ankara, Türkiye)	POLAT Ali (Windsor, Ontario, Kanada)
BOZKURT Erdin (Ankara, Türkiye)	ROBERTSON Alastair (Edinburgh, İngiltere)
CAPUTO Ricardo (Ferrara, İtalya)	ROJAY Bora (Ankara, Türkiye)
EKİNCİ, Yunus Levent (Bitlis, Türkiye)	SAN Bekir Taner (Antalya, Türkiye)
EKMEKÇİ Mehmet (Ankara, Türkiye)	SARI Erol (İstanbul, Türkiye)
EYÜBOĞLU Yener (Trabzon, Türkiye)	SEYİTOĞLU Gürol (Ankara, Türkiye)
GENÇ Yurdal (Ankara, Türkiye)	SÖZBİLİR Hasan (İzmir, Türkiye)
GÜLER Cüneyt (Mersin, Türkiye)	SPAHIÇ, Darko, (Belgrad, Sırbistan)
GÜRSOY Halil (Sivas, Türkiye)	ŞENGÜLER İlker (Ankara, Türkiye)
HATİPOĞLU Murat (İzmir, Türkiye)	TATAR, Orhan (Sivas, 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)
MAMEDOV, Musa (Bakü, Azerbaycan)	VASELLI Orlando (Floransa, İtalya)
MESCİ B. Levent (Sivas, Türkiye)	YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye)
NAZİK Atike (Adana, Türkiye)	YALÇIN Gürhan (Antalya, Türkiye)
ÖBERHANSLI Roland (Potsdam, Almanya)	YALTIRAK Cenk (İstanbul)
ÖZDEMİR Yavuz (Van, Türkiye)	YILMAZ İsmail Ömer (Ankara, Türkiye)
ÖZDEN Süha (Çanakkale, Türkiye)	YUSUFOĞLU Halil (Ankara, Türkiye)
ÖZKUL Mehmet (Denizli, Türkiye)	ZABÇI, Cengiz, (İstanbul, Türkiye)
ÖZMEN Bülent (Ankara, Türkiye)	ZAGORCHEV Ivan (Sofya, Bulgaristan)
ÖZSAYIN, Erman (Ankara, Türkiye)	

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenişehir, 06410 Ankara
Tel: (0312) 434 36 01
Faks: (0312) 434 23 88
E-Posta: tjb@jmo.org.tr
URL: <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb>

Corresponding Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
PO Box 464 Yenişehir, TR-06410 Ankara
Phone: +90 312 434 36 01
Fax: +90 312 434 23 88
E-Mail: tjb@jmo.org.tr
URL: <https://dergipark.org.tr/en/pub/tjb>

Yayın Türü	: Yaygın Süreli Yayın
Yayının şekli / <i>Frequency</i>	: 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	: Ağustos 2024
Baskı Adedi	: 500

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2024 Cilt 67 Sayı 3

August 2024 Volume 67 Issue 3

İÇİNDEKİLER

CONTENTS

Okan Tüysüz, Caner Balkaya

Sarıyer Şile Bindirmesi ve İstanbul Paleozoyik İstifinin Yapısal Konumu Hakkında Düşündürdükleri

Sarıyer-Şile Thrust and Implications for the Structural Position of the Istanbul Palaeozoic Sequence.....291

Ezher Tagliasacchi, Mine Sezgül Kayseri-Özer, Raif Kandemir

Anadolu'nun MIS 9 Karasal Karbonat Kayıtları ve Paleoklimsel Çıkarımlar:

Örtülü/Sarıkavak (Afyon), Karahallı (Uşak) ve Bahçecik (Gümüşhane)

The MIS 9 Terrestrial Carbonate Records in Anatolia and their Palaeoclimatic Implications at Örtülü/Sarıkavak (Afyon), Karahallı (Uşak) and Bahçecik (Gümüşhane)319

Fatma Gültekin, Esra Hatipoğlu Temizel, Nergis Erdoğan

Mineralli Suların Sağlık ve Ekonomik Açından Önemi:

Cirirdüzü (Şavşat-Artvin) Mineralli Su Kaynağı Örneği

Health and Economic Importance of Mineral Waters:

A Case Study of Cirirdüzü (Şavşat-Artvin) Mineral Water Spring.....339

Didem Kıray, Mustafa Kuşcu, Oya Cengiz

Karadoru ve Karaköy (Biga Yarımadası, Çanakkale) Arasındaki Pb-Zn-Cu Cevherleşmelerinin Kökeni, Jeokimyası ve Kükürt İzotop Oranları

Origin, Geochemistry and Sulfur Isotope Ratios of Pb-Zn-Cu Mineralization between Karadoru and Karaköy (Biga Peninsula, Çanakkale)361

Başak Aydoğdu, Nazmi Otlu

Yozgat Batoliti Doğu Kenarı Plütonik Kayaçlarının Mineralojik – Petrografik, Jeokimyasal ve Petrojenetik Özellikleri

Mineralogical – Petrographic, Geochemical and Petrogenetic Properties of Plutonic Rocks located on the Eastern Edge of Yozgat Batholith, Türkiye389

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



Sarıyer Şile Bindirmesi ve İstanbul Paleozoyik İstifinin Yapısal Konumu Hakkında Düşündürdükleri

Sarıyer-Şile Thrust and Implications for the Structural Position of the Istanbul Palaeozoic Sequence

Okan Tüysüz^{1,*} , Caner Balkaya¹ 

¹ Soyak Enerji Holding, Büyükdere Caddesi No: 38 Mecidiyeköy, Şişli, İstanbul

² IC ICTAS İnşaat Tic. ve San. A.Ş.Kumköy (Kilyos) Mahallesi Kilyos Caddesi No:337 Sarıyer/İstanbul

• Geliş/Received: 07.12.2023 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 07.03.2024 • Kabul/Accepted: 03.04.2024
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 03.06.2024 • Baskı/Printed: 31.08.2024

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Jeoloji literatüründe uzun yıllardır bilinen Sarıyer-Şile bindirmesi İstanbul Paleozoyik istifi ve üzerinde uyumsuz olarak oturan Permo-Triyas yaşlı kayaların kuzeye doğru Üst Kretase yaşlı volkanik, volkanojenik kayaları üzerine bindirmesine neden olmuştur. Kilyos ile Sarıyer arasında inşa edilmekte olan karayolu tünelinin güzergâh araştırmaları kapsamında yapılan sondajların incelenmesi ve yüzeysel jeoloji gözlemleri esnasında bu bindirme boyunca gelişmiş kataklastik bir zonun varlığı belirlenmiştir. Bu zonun kalınlığı üstteki Paleozoyik istifin tabanında sınırlı iken alttaki volkanik-volkanojenik kayalarda güneyde olasılıkla 200 metreye varmakta, kuzeye doğru ise giderek incelişip sıfırlanmaktadır. Olasılıkla Orta Eosen döneminde gelişmiş olan bu sıkışmalı tektonik rejim reolojik olarak farklı olan taban ve tavan bloklarında farklı deformasyonlara neden olmuştur. Düşük açılı bu bindirmenin tavan blokundaki Karbonifer yaşlı grovaklar genellikle yelpaze biçimli, daha seyrek olarak da dupleks bindirmeler vasıtası ile kısalıp kalınlaşmış, taban blokundaki volkanik-volkanojenik istif ise şiddetli bir kataklasizmadan etkilenmiştir.

Anahtar Kelimeler: İstanbul Zonu, İstanbul Paleozoyik İstifi, Kıvrım-Bindirme Kuşağı, Sarıyer-Şile Bindirmesi

Abstract: *The Sarıyer-Şile thrust, which has been known for many years in the geological literature, caused the northward emplacement of the Istanbul Palaeozoic sequence and the unconformably overlying Permo-Triassic rocks onto Upper Cretaceous volcanic and volcanogenic rocks. During investigations of drill cores and surficial geological observations, carried out within the scope of route research for a highway tunnel being built between Kilyos and Sarıyer, a cataclastic zone that developed along this thrust was identified. While the thickness of this zone is limited at the base of the overlying Palaeozoic sequence, it probably reaches 200 metres in the underlying volcanic-volcanogenic rocks to the south, and gradually thins and disappears towards the north. This compressional tectonic regime, which probably developed during the middle Eocene period, caused different deformations in rheologically different hanging and footwall blocks along this low angle thrust. Carboniferous graywackes in the hanging block are shortened and thickened by generally fan-shaped thrusts, and less commonly by duplex thrusts, while the volcanic-volcanogenic sequence in the footwall block was affected by intense cataclasis.*

Keywords: *İstanbul Zone, İstanbul Palaeozoic Sequence, Fold and Thrust Belt, Sarıyer-Şile Thrust*

GİRİŞ

Bu çalışmanın amacı İstanbul İli Sarıyer ilçesi sınırları içerisinde inşası süren Kilyos-Sarıyer tünel güzergahının jeolojik koşullarının araştırılması esnasında elde edilen veriler ışığında literatürde uzun yıllardır Sarıyer-Şile bindirmesi olarak bilinen tektonik zonun ve İstanbul Paleozoyik istifinin yapısal konumunu ve bugünkü yerine yerleşme mekanizmasını tartışmaktır. Güzergâh boyunca yoğun yerleşim ve bitki örtüsünün elverdiği oranda 1:5.000 ölçekli bir jeoloji haritası ve bir jeolojik enine kesit hazırlanmış (Şekil 1), güzergâh boyunca açılmış olan sondajlara ait karotlar incelenmiş ve sınırlı sayıdaki mostralarda yapısal ölçüler alınmıştır.

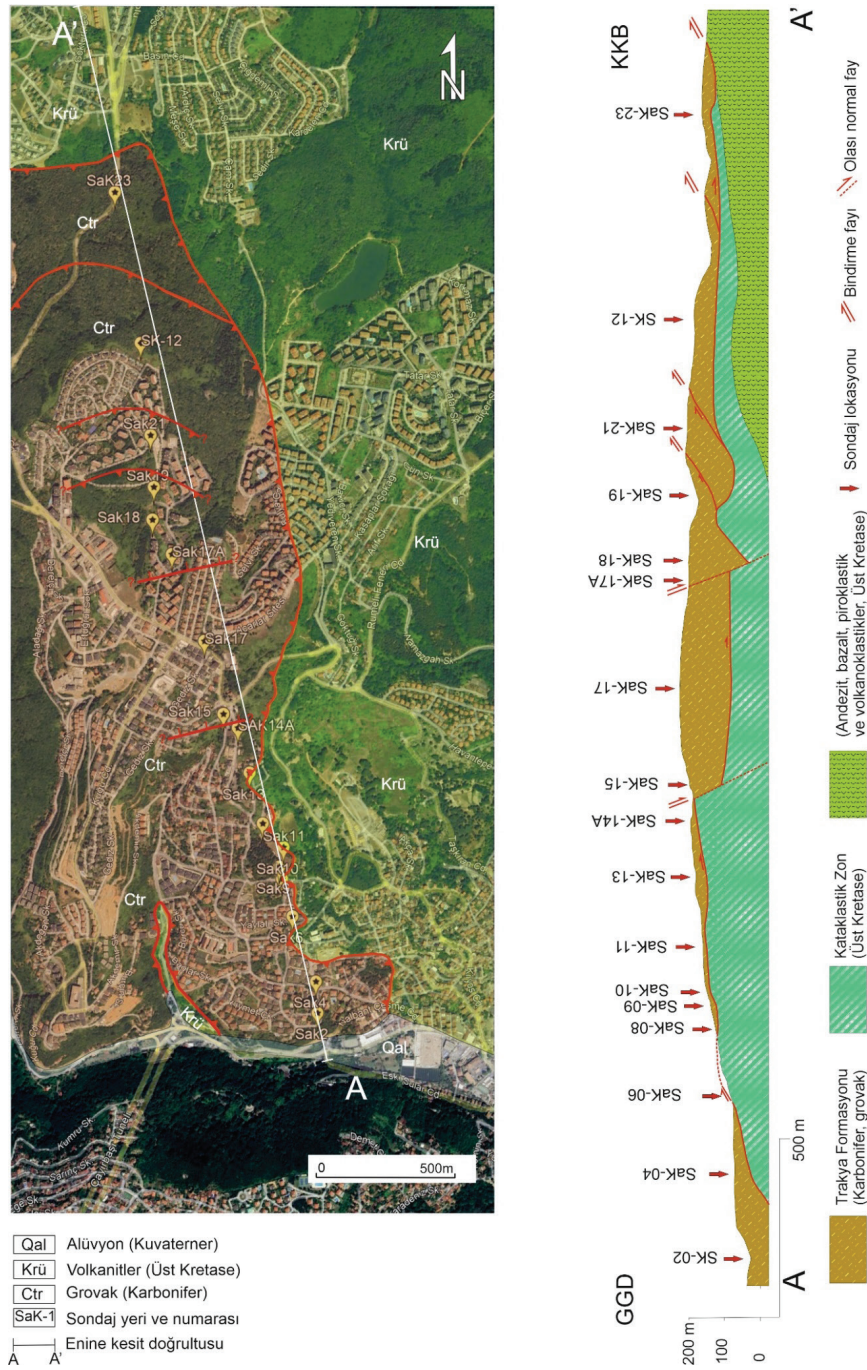
İnceleme alanında yer alan jeolojik formasyonlar İstanbul Paleozoyik istifinin en üst kesimini oluşturan Karbonifer yaşlı allokon türbiditik kırıntılılar (Görür vd., 1997 ve buradaki referanslar) ile Üst Kretase yaşlı bir volkanik topluluktur. Volkanik topluluk kuzeyde Neojen yaşlı karasal kırıntılılar tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Paleozoyik istifi kuzey verjanslı bir bindirme boyunca andezitik, bazaltik ve kısmen dasitik volkanizma ürünü piroklastikler, lav akıntıları, tüfler ve seyrek olarak bunlar içerisinde ara katkılar şeklinde görülen kumlu kireçtaşlarından oluşan volkanik topluluk üzerine bindirmiştir. Bu bindirmenin tavan blokundaki Karbonifer çökellerinin tabanında sınırlı olarak, taban blokundaki volkanik istifin üst kesimlerinde ise güneye doğru etkisi ve derinliği giderek artan şiddetli bir kataklastik deformasyon gelişmiştir. Kataklastik deformasyonun etkisi kuzeye doğru giderek azalır ve tamamen kaybolur. Yüzey mostraları oldukça sınırlı olan sahanın güney kesimlerinde Paleozoyik istifi altında yer alan, kuzeyde ise yaygın mostraları bulunan Üst Kretase yaşlı volkanik birimlerin aşırı ezilme sonucu kataklazitlere dönüşmüş olduğu ilk defa bu çalışma ile ortaya konmuştur. Öte yandan yapısal olarak üstte duran Karbonifer kayalarının

yapısal özellikleri de bindirmenin kinematiğine dair önemli ip uçları sunmaktadır.

BÖLGESEL JEOLJİ

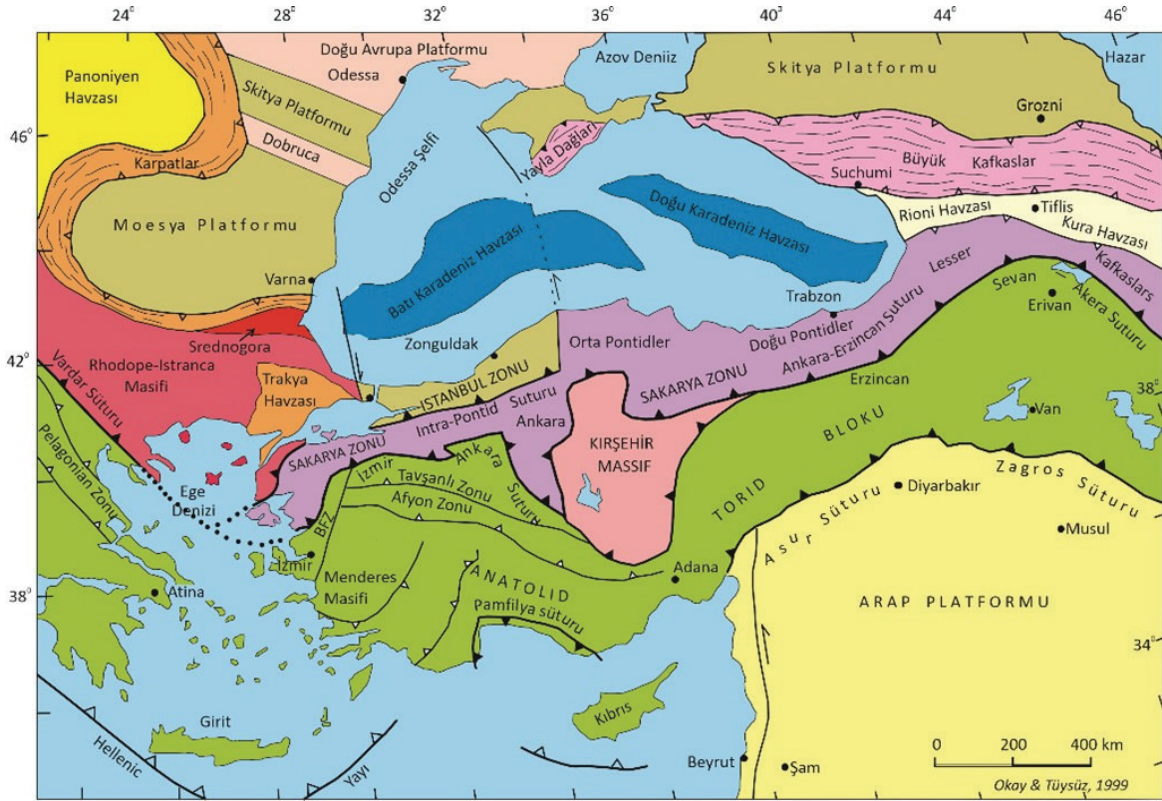
İnceleme alanı Türkiye'nin İstanbul Zonu adıyla bilinen ana tektonik birliklerinden biri üzerinde yer alır (Şekil 2, Okay ve Tüysüz, 1999). Bu zonun temelinde Prekambriyen yaşlı ileri derecede metamorfik kayalar ile onlar üzerinde uyumsuz olarak oturan Ordovisiyen'den Karbonifer'e kadar geçen bir sürede çökelmiş, kalınlığı birkaç kilometreyi bulan transgresif bir çökel kaya topluluğu vardır. Jeoloji literatüründe "İstanbul Paleozoyik istifi" adı ile bilinen bu istif, zonun diğer kesimlerinde otokton nitelikli iken İstanbul'un her iki yakasında da kuzeye doğru Üst Kretase birimleri üzerine bir nap şeklinde yerleşmiş allokon bir kütleyle temsil etmektedir.

İstanbul Paleozoyik istifi (Şekil 3), metamorfik bir temel üzerinde Ordovisiyen yaşlı karasal çökeller ile başlamakta, denizel bir transgresyonu takiben Siluriyen'de sığ denizel kırıntılı ve karbonatlara, Devoniyen'de ise platform karbonatlarına geçmektedir. Bu transgresif istif İstanbul civarında Orta ve Geç Devoniyen'de giderek derinleşen bir ortamda derin denizel çörtlü kireçtaşları ile gelişimini sürdürmüştür. Karbonifer başında karbonat kompensasyon derinliği altına kadar çöken bölge bunu takiben önemli bir tektonik etkiye maruz kalmış, Karbonifer'de türbiditlerin çökeli ile regresif bir nitelik kazanıp giderek sığlaşmıştır (Görür vd., 1997 ve buradaki referanslar). Bu çökelim hikayesi İstanbul Paleozoyik istifinin pasif bir kıta kenarı istifi olduğunu, diğer bir deyişle Ordovisiyen-Karbonifer aralığında kıtasal bir temelin riftleşmesi ile bir okyanusa bakan pasif bir kıta kenarının geliştiğini, Karbonifer'de ise bu okyanusun kapanmaya başladığını göstermektedir.



Şekil 1. İnceleme alanının Google® Earth görüntüsü üzerindeki jeoloji haritası ve enine kesiti (Örtü birimleri dikkate alınmamıştır). Bindirme fayları sahada izlenerek haritalanmış, soru işaretli faylar ise sondaj verileri ışığında hipotetik olarak çizilmiştir.

Figure 1. Geological map and cross section of the study area on Google® Earth (cover sediments were not taken into account). Thrust faults were observed and mapped in the field, and faults with question marks were drawn hypothetically based on borehole data.



Şekil 2. Türkiye'nin tektonik birlikleri içerisinde İstanbul Zonu'nun konumu (Okay ve Tüysüz, 1999).

Figure 2. Position of the Istanbul Zone within the tectonic units of Turkey (Okay and Tüysüz, 1999).

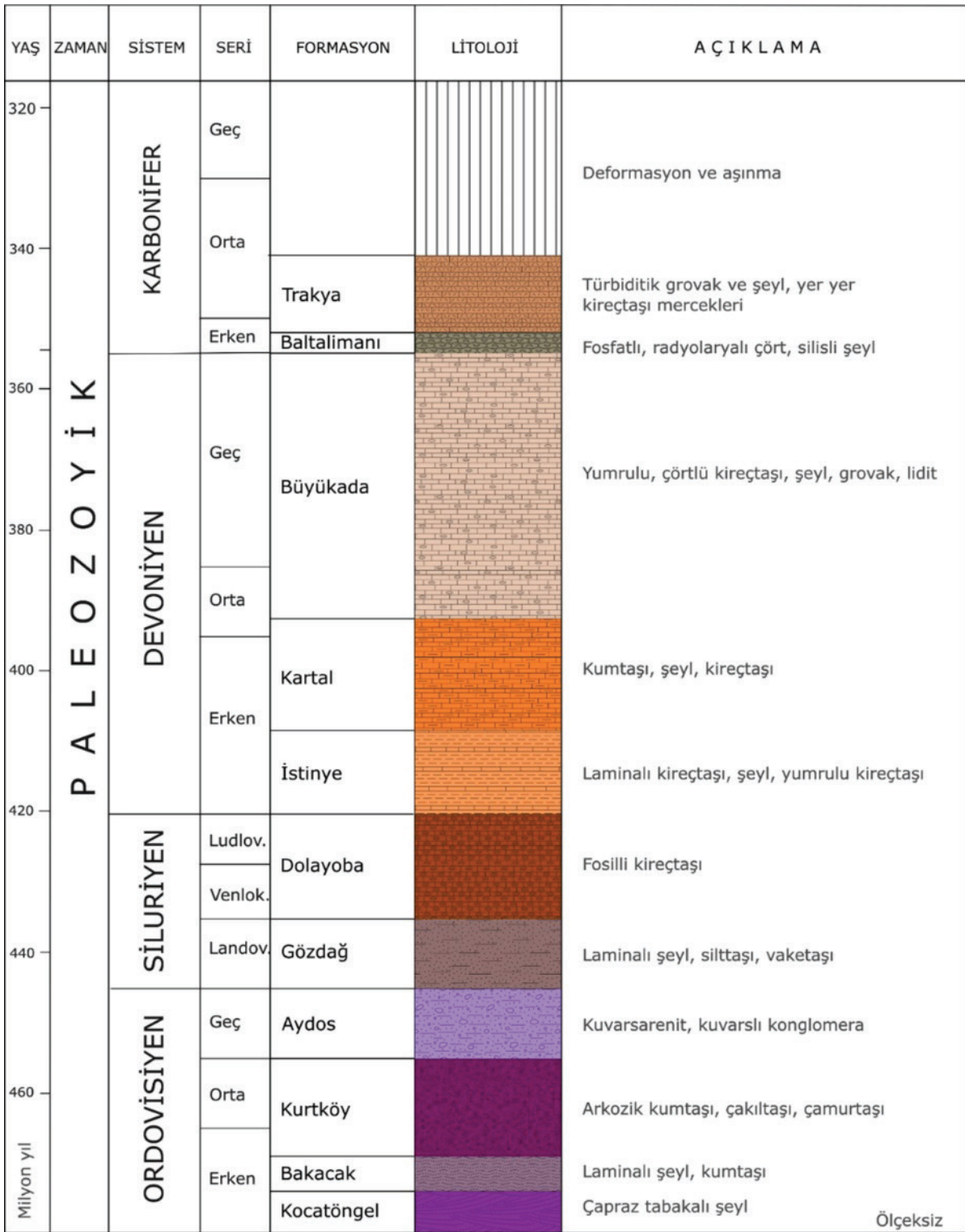
İstanbul Paleozoyik istifini Üst Permiyen ve Üst Kretase plütonik kayalarıyla kesilmekte, stratigrafik ilişkilerinin korunduğu bölgelerde ise birbirlerinden uyumsuzluklarla ayrılan Permo-Triyas, Üst Jura-Alt Kretase, Üst Kretase-Eosen, Neojen ve Kuvaterner çökelleri ile uyumsuz olarak örtülmektedir. Ancak Tersiyer dönemindeki tektonik olaylar bu birincil stratigrafik ilişkileri çoğu yerde etkilemiş ve tektonik nitelik kazandırmıştır.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanının güney kesimlerini kaplayan ve İstanbul Paleozoyik istifinin en üst birimini oluşturan Erken-Orta Karbonifer yaşındaki (Önalın, 1982) Trakya Formasyonu (Tüysüz

vd., 2004) incelenen alan içerisindeki (Şekil 1 ve 3) yegâne Paleozoyik birimidir ve bu alan içerisinde yüzeysel çökeller dışında altı ya da üstünde stratigrafik ilişkili başka bir birim bulunmamaktadır.

Tüysüz vd. (2004) Batı Karadeniz'deki Üst Kretase birimlerini Kuzey ve Güney Kuşak içerisinde ele almış, İstanbul'un kuzey kesimlerini de kapsayan Kuzey Kuşak'taki volkanik kayalar açısından egemen birimleri Yemişliçay Üst Grubu içerisinde ele alarak bunun içerisinde de Kurucaşile ve Amasra Grubu'nu ve bu grupları oluşturan çok sayıda formasyonu ve üyeyi tanımlamışlardır. Ancak İstanbul'un kuzeyindeki volkanik ve ilişkili kayalar Batı Karadeniz'in diğer kesimleri kadar yaygın değildir ve çok fazla litolojik ayrıtlar içermezler.



Şekil 3. İstanbul Paleozoyik istifinin geliştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 3. Generalized stratigraphic section of the Istanbul Palaeozoic sequence.

Yenirol ve Ercan (1989/1990) tarafından (1) konglomera, (2) volkanik kırıntılı kumtaşı ve marn ve (3) volkanik kayalar olarak haritalanmış olan bu birimler Keskin vd. (2003 ve 2010) tarafından ise Kavaklar grubu olarak adlandırılmış ve içerisinde birbirleri ile uyumlu (1) Bozhane, (2) Garipçe ve (3) Kısırkaya formasyonları ayrıtlanmıştır. Keskin vd. (2003)'ün tanımına göre Bozhane formasyonu başlıca silisiklastik türbiditlerden; Garipçe formasyonu ise moloz akıntısı ürünü volkanoklastik çökeltme üniteleri, hyaloklastitler, volkanik breş, epiklastik kumtaşı ve az oranda lav akıntularından oluşur. Garipçe formasyonunun üst düzeylerine doğru tane boyu ve tabaka kalınlıkları inceler ve en üstteki Kısırkaya formasyonunun olivinli bazaltik lavları ve bunların epi- ve piro-klastiklerine geçilir. Keskin vd. (2003)'ün Kavaklar grubu olarak tanıttığı kayalar Yavuz ve Yılmaz (2010) tarafından ise tek bir formasyon olarak ve Sarıyer formasyonu adı altında tanımlanmıştır.

Bu birimler Kilyos-Sarıyer tüneline yönelik önceki çalışmalarda ise Garipçe formasyonu adı altında, içerisinde başka bir ayırt yapılmaksızın ele alınmışlardır. İstanbul Paleozoyik istifine sokulmuş olan Üst Kretase yaşlı Çavuşbaşı plütunu (Bürküt, 1966; Yılmaz-Şahin vd., 2012; Aysal vd., 2017; Ülgen vd., 2022) ile Paleozoyik istifine sık sık sokulmuş olan daykların da (en azından bir kısmının) bu volkanitlerle ilişkili olduğu kabul edilmektedir (Ülgen vd, 2022 ve buradaki referanslara bakınız). Gedik vd. (2005) ise Üst Kretase istifini Teksen, İshaklı ve Riva formasyonlarına ayırmışlardır. Teksen ve İshaklı formasyonları Keskin vd. (2003)'ün Bozhane formasyonuna, Riva formasyonu ise Garipçe ve Kısırkaya formasyonlarına karşılıktır.

İnceleme alanındaki Üst Kretase volkanik kayaları litolojik özellikleri açısından Keskin vd. (2003)'nin Garipçe ve Kısırkaya formasyonlarına karşılıktır. Ancak kataklasizma ve tektonizmanın orijinal stratigrafiyi bozmuş olması ve inceleme alanında mostralara çok sınırlı olması nedeniyle

inceleme alanında bu formasyon ayrıtlarını yapmak mümkün olmamıştır. Bu nedenle zaten resmi olmayan bu ayrıtlar göz ardı edilmiş, tüm volkanik kayalar önceki çalışmalara da uyumlu kalmak adına Garipçe formasyonu kapsamında ele alınmış ve içlerinde “Kataklastik kayalar”, “Lav ve piroklastik kayalar” ve “Kireçtaşları” olmak üzere litoloji esasına dayanan üçlü bir ayırda gidilmiştir. Volkanik istif içerisinde farklı stratigrafik seviyelerde Kaya (1971) tarafından Sarıyer kireçtaşı olarak tanımlanmış olan ince mikritik kireçtaşı ya da volkanik kırıntılı kireçtaşı seviyeleri vardır, ancak bunlar haritalanabilecek yayılıma sahip değildir. Tüm bu birimler kuzeyde Neojen yaşlı karasal-gösel çökeller ve diğer daha genç çökeller ile örtülmektedir.

Trakya Formasyonu

Trakya Formasyonu'nun (Hochstetter, 1870; Penck, 1919; Kaya, 1971; Görür vd., 1997; Tüysüz vd., 2004) alt düzeyleri killi şeyl ve az oranda da kumtaşından oluşur. Birimde egemen litoloji orta-kalın katmanlı kumtaşı ve şeyl araldanmasıdır. Ancak bazı alanlarda kumtaşları ve diğer bazı kesimlerde ise şeylin egemen olduğu görülür. Kumtaşları genellikle grovak niteliğinde olduğundan bu formasyon için “Grovak Serisi” ya da “İstanbul Grovakı” gibi gayri resmi tanımlar da kullanılmaktadır. Trakya Formasyonu İstanbul'un Avrupa yakasında Eyüp, Kağıthane, Ayazağa gibi alanlarda geniş yayılım gösterir, Anadolu yakasında ise yayılımı sınırlıdır. Heybeliada, Kartal ve Cebeciköy dolaylarında istif içinde yer yer kireçtaşı bant ve mercceklerine de rastlanır. Birim Geç Turneziyen- Geç Vizeen dönemine ait fosiller içermektedir (Abdüsselamoğlu 1963; Kaya ve Mamet 1971; Mamet 1973). Trakya Formasyonu'nun kırıntılıları içerisindeki kalınlığı yer yer 100 m'yi aşan ve Cebeciköy kireçtaşı olarak bilinen karbonatlar intrasparudit ve biyosparudit nitelikli olup bazı kesimlerde killi ve dolomitiktir (Kaya,1968). Bunlar kumtaşı ve şeyller içinde yanal devamı pek fazla olmayan merccekler şeklindedir. Bunun yanı sıra istif içinde altta

seyrek olarak görülen kaba kırıntılı kesimler de alttan üste doğru kalınlık ve miktar olarak artarlar. Bu verilere dayanılarak Trakya Formasyonu'nun üste doğru sığlaşan (regresif) bir türbidit istifini temsil ettiği genel olarak kabul görmektedir.

Birimin inceleme alanındaki başlıca mostraları Çayırbaşı tünelinin kuzey çıkışında ve Maden Mahallesi'nden Zekeriyaköy'e kadar bazı sınırlı alanlarda izlenir (Şekil 1). Birim ileride değinileceği gibi hemen hemen her yerde makaslamalı, ezik, kıvrımlı, kırıklı ve çatlaklı bir yapıya sahiptir.

Trakya Formasyonu, sarı, kahverengimsi sarı, pas renkli, taze yüzeylerde ise koyu yeşilimsi gri renkli kumtaşı, siltli kumtaşı ve bunlarla ardalanmış lamine yapılar oluşur. Tane boyu değişkenlik göstermekle birlikte tüm bu birimler mineralojik olarak bol serisit pulları ve feldspat içerirler. Kumtaşlarının başlıca türleri arkozik grovak, felspatik grovak, litik grovak ve kuvars vake türü kayalardır. Birim yer yer farklı kalınlıktaki tümüyle ayrılmış andezit ve diyabaz daykaları tarafından kesilmektedir.

Trakya Formasyonu'nun kırıntılıları türbidit akıntılıları ile oluşturulmuştur. Bu nedenle tabaka altları aşınmalı ve tabaka içleri derecelenmelidir. Türbiditik istiflerin karakteristik yapısı olan Bouma serilerini bu istif içerisinde kısmen tanımak mümkündür. Nispeten kaba taneli türbiditik grovak tabakaları 5-20 cm kalınlıkta olup yer yer lamine yapılar ile ardalanırlar. Birim çoğu zaman yüzey koşullarında ya da kırık hatları boyunca ayrılmıştır. Ayrışma yüzey koşullarında birimin tümüyle kil ve silt yığınlarına dönüştüğü rezidüel toprak oluşumuna kadar uzanabilmektedir. Baykal ve Kaya (1963), Kaya (1971) gibi araştırmacılar Trakya Formasyonu'nu 6 farklı üyeye ayırmışlarsa da çalışmanın amaçları, çalışma alanının sınırlı olması ve mostra azlığı yüzünden bu ayırtları tanımlamak bu çalışmada mümkün olmamıştır.

Trakya Formasyonu'nun orijinal kalınlığı uğramış olduğu tektonik etkiler yüzünden net olarak ölçülemediği de 2000 metreye varan

bir kalınlığa sahip olduğu, bu kalınlığın da tektonik etkilerle çok daha fazlaya ulaştığı tahmin edilmektedir. Yalçınlar (1951) bu istifin üst kesimlerinde Vizeen yaşlı Cebeciköy kireçtaşının varlığını, Kaya (1971) ise Trakya Formasyonu'nu altta transgresif, üstte ise regresif bir çökel istifi olduğunu belirtmiştir.

Akdemir sokak yol yarmasında (35T 670966/4560798¹) tabakalı şeyller ve yer yer de orta kalın tabakalı grovak ardalanmasından oluşan birim içerisinde çok sayıda yelpaze biçimli bindirme fayı vardır (Şekil 4). Bir bindirme diliminde birim kalın tabakalı iken diğer dilimde ince tabakalı, bir başkasında ince-kaba taneli ardalanması şeklindedir. Bu durum söz konusu bindirmelerin atımının yüksek olduğunu ve buna bağlı olarak da deformasyonun şiddetli olduğunu işaret etmektedir. Şekil 4'te gösterilen fayların eğimi güneybatıya doğru azalarak yataylaşmakta, kuzeydoğuya ve yukarı doğru ise artmaktadır. Bu durum söz konusu fayların altta yatay ya da düşük açılı sıkışmalı bir sıyrılmaya (detachment) fayına bağlandığını işaret etmektedir. Açıları değişken olmakla birlikte tüm bindirmelerin verjansı güneybatıdan kuzeydoğuya doğrudur.

Trakya Formasyonu'nun bir diğer karakteristik mostrası Kilyos Caddesi üzerinde Nalbantçeşme otobüs durağına yakın olarak (35T 671422/4561375) izlenir (Şekil 5). Bu mostranın 50 m kadar doğusunda Trakya Formasyonu Üst Kretase volkanitleri üzerine bindirmektedir. Bu bindirme etkisi ile Trakya Formasyonu içerisinde de çok sayıda kırık sistemi ve faylar gelişmiştir (Şekil 5). Bu noktada K 45-50 B doğrultulu ve 15-20° GB ya eğimli iki düşük açılı bindirme düzlemi vardır. Bindirme düzlemleri boyunca 5 cm kadar ezik ve aşırı ayrılmış grovaklar vardır. İki yatay bindirme arasında K 45-50 B doğrultulu ve 55-60 GB eğimli ikincil bindirme düzlemleri vardır.

1 Bu makalede tüm koordinatlar WGS 84 , Universal Transversal Merkator projeksiyonuna göre verilmiştir.



Şekil 4. Akdemir sokak yol yarmasında Trakya Formasyonu'nun grovıkları içerisinde yelpaze biçimli bindirme fayları izlenmektedir. Bindirme düzlemleri ile sınırlanan grovıkların tane boyu ve tabaka kalınlığı açısından çok farklı olması bu bindirmelerin atımının yüksek olduğunu işaret etmektedir.

Figure 4. Fan-shaped thrust faults are observed within the graywackes of the Trakya Formation in the Akdemir street road cutting. The graywackes bounded by thrust planes are very different in terms of grain size and layer thickness, indicating that the offsets of these thrusts are high.



Şekil 5. Kilyos caddesi Nalbantçeşme civarında Trakya Formasyonu içerisinde gelişmiş dupleks bindirme yapıları. İki adet yatay ana bindirme düzlemi ve bunlar arasındaki tali dupleks yapıları izlenmektedir.

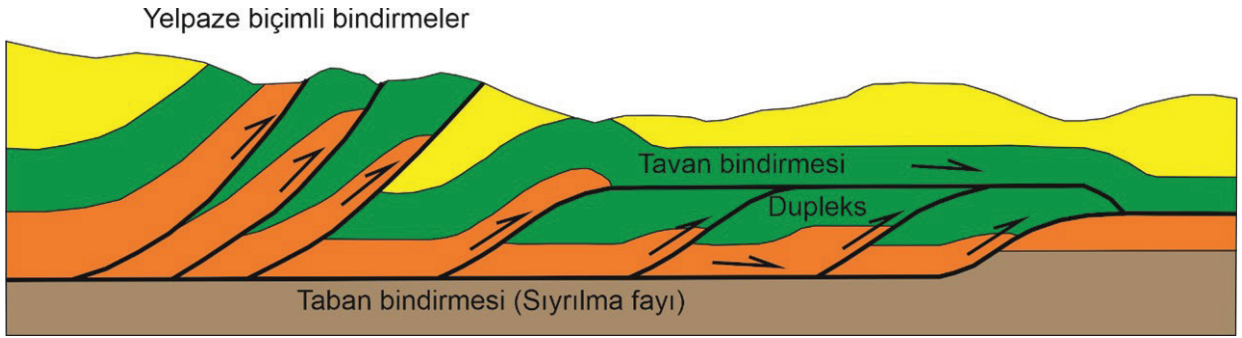
Figure 5. Duplex structures developed within the Trakya Formation around Kilyos street, Nalbantçeşme. Two horizontal main thrust planes and secondary duplex structures between them are observed.

Şekil 4 ve 5'te verilen bindirme stilinin çok sayıda örnekleri Karadeniz kıvrım ve bindirme kuşağı boyunca ortaya konmuş, gelişme mekanizması ve nedenleri Sunal ve Tüysüz (2002) tarafından detaylı olarak tanıtılmıştır. Buradaki örnekler ile kıyaslanırsa:

- 1- Şekil 4'te verilen yelpaze biçimli bindirme düzlemleri genel olarak alttaki bir büyük bindirme düzlemine bağlı olarak gelişmektedir. Alttaki bu düşük açılı ya da yatay bindirme düzlemi sahada izlendiği gibi Trakya Formasyonu'nun Üst Kretase volkanitleri üzerinde yataya yakın bir biçimde ilerlediği dokanak olmalıdır.
- 2- Şekil 5'te yataya yakın iki bindirme düzlemi arasında gelişen dupleks yapılar, bindirmelerin ilerlemesi esnasında iki ana bindirme düzlemi arasında gelişmiş tali bindirmelerdir. Bu bindirme mekanizmalarının teorik yapısı Şekil 6'da verilmektedir.

Yukarıda tanıtılan iki küçük mostra Trakya Formasyonu'nun bölgedeki jeolojik yapısı ile ilgili önemli ipuçları vermektedir. Buna göre

- 1- Trakya Formasyonu, türbidit istifinin farklı kesimlerinin tektonik olarak dilimlenip birbirini üzerine bindirmesi ile kalınlaşmıştır. Bu nedenle farklı dokusal özelliklere sahip birimler tektonik düzlemler boyunca bir araya getirilmişlerdir. Bu jeolojik yapı saha gözlemlerimize göre santimetrik ve desimetrik ölçekten hektometrik belki de daha büyük ölçeğe kadar değişen boyutlara sahiptir, ancak mostra koşulları bunların detaylı olarak haritalanmasını imkânsız hale getirmektedir. Trakya Formasyonu içerisinde kalın-orta kalın tabakalı kumtaşları ile çok ince tabakalı hatta laminalı şeyller vardır. Kaba taneli ve kalın tabakalı kesimlerin gerek basınçlara gerekse ayrışmaya daha dayanımlı, ince taneli ve ince tabakalı kesimlerin ise daha zayıf olduğu bilinmektedir. Bu nedenle Trakya Formasyonu içerisinde birbirinden tektonik hatlarla ayrılmış farklı fiziksel ve



Şekil 6. Kıvrım-bindirme kuşaklarında görülen bir taban bindirmesi (sıyrıma fayı) üzerinde gelişen yelpaze biçimli ve dupleks bindirmeler. Bu yapılar kıvrım-bindirme kuşaklarının karakteristiğidir. Şeklin sol tarafını Şekil 4, sağ tarafını ise Şekil 5'te verilen yapılar ile karşılaştırınız.

Figure 6. Fan-shaped and duplex thrusts developed on a basement thrust (detachment fault). These structures are characteristics of fold-thrust zones. Compare the left side of the figure with structures given in Figure 4 and the right side with structures given in Figure 5.

mekanik özelliklere sahip kesimlere yan yana rastlanılabilmektedir. Tektonik hatlar sahada tabakalanmaları kesmesi durumunda kolay tanınabilirken dupleks bindirmelerde sık görülen tabaka düzlemi boyunca uzanan hatlar ise detay yapısal jeolojik çalışmalar olmaksızın gözden kaçabilmektedir.

- 2- Trakya Formasyonu içerisindeki faylar boyunca tabakalara paralel ya da açılı ezik zonlar gelişmiştir. Bu ezik zonlarda kaya aşırı kırıklı hatta yer yer yapraklanmalı bir yapıdadır.
- 3- Fay/kırık zonları ayrışmanın yoğun olduğu bölgelerdir. Ayrışma kayada yaygın olarak bulunan feldspatın kil minerallerine dönüşmesine neden olmakta, bu da kırık ve çatlakların dolgulu bir yapı kazanarak gözden kaçmasına neden olmaktadır.

Kuzeyde grovakların Üst Kretase volkanitleri üzerine bindirdiği kesime yaklaştıkça grovak içerisinde gerek sistematik olan gerekse rastgele gelişmiş kırıklar ve fayların sayıca arttığı dikkat çeker. Kuzey verjanslı bindirme düzlemi boyunca gerek tavan gerekse taban blokları içerisinde şiddetli bir ayrışma gelişmiş, çoğu yerde bu

ayrışma nedeniyle tabakalanma ve çatlaklar hatta bindirme düzleminin kendisi bile silinmiştir.

Trakya Formasyonu'nun İstanbul jeolojisinde iyi bilinen bir özelliği andezit ve diyabaz daykları tarafından kesilmiş olmasıdır (Şekil 7). Birim içerisine sokulmuş olan bu dayklar genellikle birkaç cm'den birkaç metreye varan kalınlıklarda olup sokulum yapan volkanitler genellikle önemli oranda ayrışmış, hatta çoğu yerde tümüyle killeşmişlerdir. Andezit dayklarının çeperlerinde genellikle kayda değer bir başkalaşım, örneğin kontakt metamorfizma ya da pişirme etkisi görülmez. Bu da andezitlerin oldukça sığ seviyelere kadar yükselmiş olduğunu göstermektedir. Aysal vd. (2017)'nin İstanbul'daki dayklardan yaptıkları zirkon U-Pb yaş tayinleri Kampaniyen-Tanesiyen zaman aralığını göstermektedir, ancak inceleme alanındaki dayklardan yapılmış bir yaş tayini yoktur. Daykların Paleozoyik istifine içerisine bindirme öncesi mi yoksa sonrası mı yerleştiğine dair bir veri de gözlemlenmemiştir.



Şekil 7. Çayırbaşı tüneli Sarıyer çıkışı batısındaki Dereiçi sokak üzerindeki mostrada (35T670673/4560004) Trakya Formasyonu grovackları içerisine sokulmuş andezit daykı.

Figure 7. Andesite dyke intruded into the graywackes of the Trakya Formation in the outcrop on Dereiçi street (35T670673/4560004), west of the Sarıyer exit of the Çayırbaşı tunnel.

Garipçe Formasyonu

Üst Kretase volkanik topluluğunun tipik mostraları Rumeli Kavağı, Garipçe ve Rumeli Feneri civarlarında izlenir. İnceleme alanının güney kesimlerde Çırçır deresi içerisindeki tektonik pencerede ve kuzeye doğru Sarıyer-Zekeriya köy yolu üzerinde Karbonifer kayaları altında izlenen volkanitler (Şekil 1) Keskin vd. (2003)'nin tanımladığı üç formasyondan da farklıdır, çünkü bunlar hem aşırı ezik (kataklastik) hem de neredeyse tümüyle ayrılmıştır. Buna karşılık Zekeriya köy'den Kilyos'a giderken kuzeye doğru giderek belirginleşen ve Kısırkaya formasyonu ile denestirilebilecek nitelikte lavlar ve piroklastik kayalar vardır.

Keskin vd. (2010)'nin İstanbul'daki Üst Kretase istifinin görülür en alt birimi olarak tanıttığı Bozhane formasyonu silisiklastik bir türbidit istifidir. İstifteki kumtaşları koyu yeşilimsi, ayrılmış kesimlerde sarımsı, kızılımsı, altta kaba, üstte ince taneli, yer yer yaygın mika ve feldspat tanelidir. Kumtaşları ile ardalanmış santimetrik

ya da desimetrik kalınlıktaki şeyl katmanları genellikle ayrılmıştır. İstifin kalınlığının 250 m'den fazla olduğu tahmin edilmektedir. Bu birim inceleme alanında gözlenmemiştir.

Keskin vd. (2010) türbiditlerin üzerine volkanoklastik kırıntılı kayalar, hyaloklastitler, volkanik breşler, epiklastik kumtaşları ve daha seyrek lav akıntılarında oluşan 2000 m'den daha kalın Garipçe formasyonunun geldiğini belirtmişlerdir. İnceleme alanındaki kataklastik kayalar olasılıkla bu birimin eşdeğeridir. Bu volkanoklastik-piroklastik istifi üste doğru olivinli bazaltik lavlar ile ve bunların epi- ve piroklastiklerinden oluşan lav egemen bir birim olan Kısırkaya formasyonuna geçer. İnceleme alanındaki Üst Kretase volkanik kayaları için Garipçe formasyonu kapsamında "Kataklastik kayalar", "Lav ve piroklastik kayalar" ve "Kireçtaşları" olmak üzere litoloji esasına dayanan üçlü bir ayırda gidilmiştir.

Keskin vd. (2003) ve Keskin ve Tüysüz (2018) jeokimyasal verilere dayanarak Üst Kretase volkanik-volkanojenik birimlerini oluşturan volkanizmanın zaman içinde litosferik kaynaktan türeyenden astenosferik kaynaktan türeyene doğru bir evrim geçirmiş olduğunu ve bu topluluğun bir yay volkanizması olarak başlayıp Batı Karadeniz Havzasının riftleşmesi sonucu bir yayardı havza açılmasına doğru evrildiğini belirtmişlerdir. Volkanitlerin yaş ve köken sorunları için söz konusu yayınlara ve buradaki referanslara başvurulması önerilir.

Kataklastik Kayalar

Orojenik bölgelerde tektonik hareketlerin yarattığı basınçlar etkisiyle kayalarda veya kaya oluşturan minerallerde ortaya çıkan deformasyon bunların elastik limitlerini geçerse, kaya ve/veya mineraller kataklastik ya da kataklastik adı ile bilinen mekanik deformasyona uğrar, kırılır, ufalanır, daha ileri aşamalarda ise yeniden kristallenir ve/

veya içlerinde metamorfizma mineralleri gelişir. Kataklastik kayalar oluştukları ortamın derinliği, sıcaklığı, ortamda mevcut sıvıların kimyası ve kökenlerini oluşturan orijinal kayaların niteliğine bağlı olarak farklı dokuda ve mineralojik bileşimde olabilirler. Kataklastik deformasyonun gelişiminde fayların önemi büyüktür. Yüksek açılı ve yüzeye ulaşmış faylarda ezilme/deformasyon faya yakın alanlarla sınırlı ve kırılğan iken sıyrılmaya türü düşük açılı faylarda ezilme zonunun kalınlığı fayın hareket ettiği derinliğe bağlı olarak yüzlerce metreyi veya daha fazlasını bulabilir. Daha derin faylarda ise sıcaklık artışı (jeotermal gradyan ve sürtünme ısı) yeterli ise kırılğan deformasyon yerini sünek makaslamaya bırakır.

Higgins (1971) kataklastik kayaları kohezyonlu ve kohezyonsuz olarak iki sınıfa ayırmıştır. Fay breşi ve fay kili olarak adlanan kohezyonsuz kataklastik kayalar sığ fay düzlemleri içerisinde ya da yakınında gelişirler. Scholz (1990) bu sınıfa ilave olarak foliasyonlu fay kilini tanımlamıştır. Kohezyonlu kayalar ise ufalanma/ezilme miktarı ile kataklazis sonucu oluşan rekristalizasyonun/yeni minerallerin varlığı ve bağlı oranına göre kendi içlerinde iki sınıfa ayrılmıştır. Rekristalizasyona uğrayan/yeni gelişen mineraller egemen ise bu metamorfik kayalar milonit gnays veya blastomilonit olarak tanımlanırlar. Bu tür kayalar genellikle kabuğun derin kesimlerinde gelişmektedir. Metamorfizma minerali gelişimi/rekristalizasyonun olmadığı ya da egemen olmadığı kayalar ise kataklastik foliasyonun (akma yapılarının) varlığına, klast boylarına ve hacimsel oranına göre sınıflanırlar. Foliasyonsuz kayalar mikrobreş ve kataklazit, foliasyonlu kayalar ise protomilonit, milonit ve ultramilonit sınıflarına ayrılırlar. Sibson (1977) ise kataklazitleri matriks oranına bağlı olarak protokataklazit (%10-50), milonit (%50-90) ve ultrakataklazit (>%90) olarak sınıflamıştır. Anılan tüm kaya türleri arasında dereceli geçişler olağandır.

Garipçe formasyonu ile yapısal olarak onun üzerinde yer alan Trakya Formasyonu arasındaki tektonik dokanak çalışma alanı içerisinde yüzeyde net olarak sadece bir noktada, Çırçır suyu çeşmesi civarındaki tektonik pencerede görülmektedir (Şekil 8, 35T 671025/4560577). Burada altta yer alan volkanik kayalar tümüyle ayrılmış ve killeşmiştir. Buna rağmen yer yer köşeli, çevresi kil boyu matriks ile sarılmış budenleşmiş kaya kırıntıları izlenmektedir.

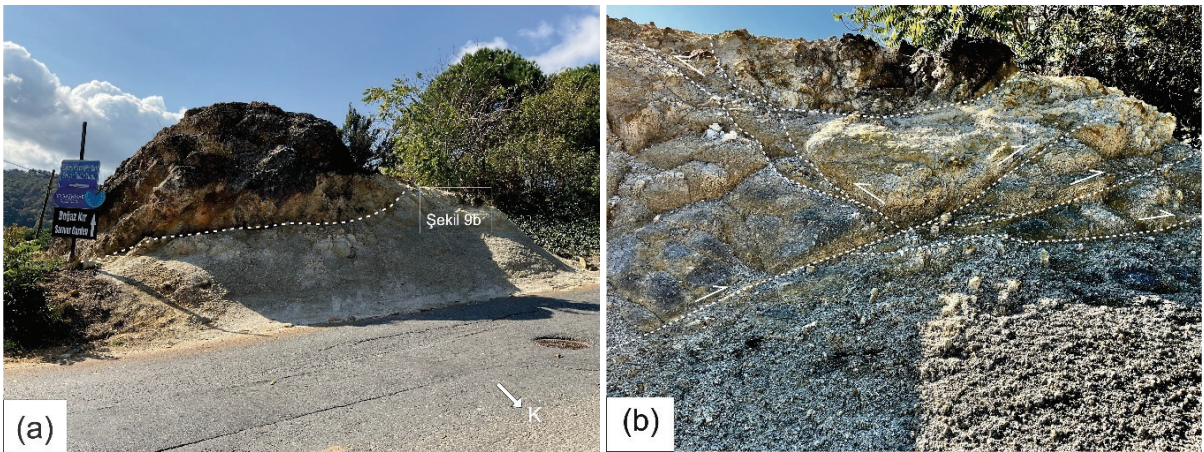
Boğazkent ve Yaylalı sokakların Kilyos Caddesi ile kesiştiği nokta (Şekil 9, 35T 671739/4560575) kataklastik kayaların en iyi görüldüğü yerlerden biridir. Burada oldukça geniş bir mostrada içerdiği kükürt nedeniyle sarı renkli ve dağılgan olan volkanik kayalar ile bunlar içerisindeki yer yer pirit cevherleşmesi açısından zengin ince kuvars damarları izlenmektedir. Piritin oksidasyonu nedeniyle pas rengi yüzeyler yaygındır. Mostrada beyazımsı renkli, dayanımlı felsik lavların bloklar şeklinde olduğu, blokların çevresinin daha koyu renkli, yer yer belirgin bir yönelim (akma foliasyonu) kazanmış kataklastik kayalar (protomilonit) ile sarılmış olduğu izlenir. Matriksi oluşturan taneler 1 cm ve daha küçük çapta, köşeli, kısmen rotasyon/uzama yapıları gösteren bir dokudadır (Şekil 9). Rotasyon/uzama yüzünden klastlar mercek biçimi kazanmışlardır. Matriks içerisinde makaslama düzlemleri vardır. Bu farklı yöndeki düzlemler kayaya yer yer büyük ölçekli buden görünümü kazandırmıştır. Matriks içerisindeki felsik lavlar (genellikle dasit-dasitik andezit) mikrokristalin yapıda, çok sert ve kırıklıdır.

Matriks ile bloklar arasındaki bazı sınırlar son derece keskin düzlemler şeklinde olup üzerlerinde kayma çizikleri içerirler. Bu tür kayma düzlemleri matriks ile blokun birlikte deformasyona uğradıklarını, ancak iki kaya türünün deformasyona verdiği farklı tepki yüzünden arada kayma düzlemleri geliştiğini işaret etmektedir (Şekil 10, 35T 671569/4560492). Bu düzlemlerin çoğu matriks içerisinde devam etmez ya da saçılırlar.



Şekil 8. Çırçirsuyu çeşmesi yakınında Trakya Formasyonu ile Üst Kretase kataklastik kayaları arasındaki yatay bindirme (Şekil 6'daki taban bindirmesi ile karşılaştırınız).

Figure 8. Horizontal thrust between the Trakya Formation and Upper Cretaceous cataclastic rocks near the Çırçirsuyu fountain (compare with the basal thrust in Figure 6).



Şekil 9. Boğazkent ve Yaylalı sokak kesişiminde izlenen mostrada **(a)** üstte dayanımlı felsik lav ile altta dağılgan matriks arasındaki keskin sınır boyunca kayma çizikleri vardır. Dikdörtgen Şekil 9b'nin yerini göstermektedir. **(b)** Bindirmenin taban blokunda köşeli lav taneleri ezilmiş matriks içerisinde yer almakta, kayada zayıf bir yönelme görülmektedir. Birim içerisinde ana bindirmeye paralel tali bindirmeler ve geriye doğru bindirmelerden oluşan dilimli bir yapı mevcuttur.

Figure 9. In the outcrop observed at the intersection of Boğazkent and Yaylalı streets, **a)** there are slickenlines along the sharp boundary between the competent felsic lava at the top and the weak matrix at the bottom. The rectangle shows the location of Figure 9b. **b)** In the footwall of the thrust fault, angular lava grains are located in a crushed matrix, and a weak orientation is observed in the rock. There is an imbricated structure within the unit, consisting of both secondary thrusts parallel to the main fault and backthrusts.

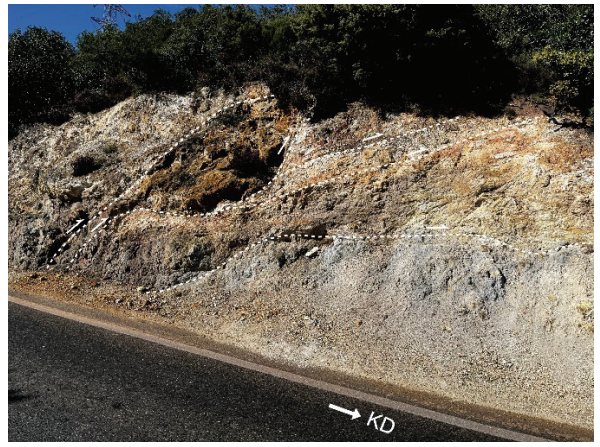


Şekil 10. Üst Kretase kataklastik kayalarının bloklu kesimlerinde matriks (ortadaki açık renkli ve yönlenme gösteren kesim) ile bloklar arasında üzerinde yer yer kayma çiziklerinin bulunduğu keskin sınırlar izlenmektedir.

Figure 10. In the blocky parts of the Upper Cretaceous cataclastic rocks, sharp boundaries with occasional slickenlines are observed between the matrix (light colored section in the middle) and the blocks.

Kataklastik volkanik kayaların iyi izlendiği ikinci nokta Sarıyer-Kilyos ana yolu olan Kilyos Caddesi üzerinde yer alır (Şekil 11, 35T 671567/4561454). Bu noktanın biraz batısında Trakya Formasyonu volkanitler üzerine bindirmektedir. Volkanik topluluk felsik lavlar ile aşırı ezilmiş ince taneli volkanitlerin (olasılıkla tüf kökenli) birbiri ile tektonik olarak dilimlenmesi ile oluşmuştur. Birim içerisinde Trakya Formasyonu bindirmesine paralel süreksizlik düzlemlerinin varlığı bu yapının söz konusu bindirme ile aynı rejim altında ve aynı dönemde geliştiğini işaret etmektedir.

Kataklastik volkanitlerin iyi izlendiği üçüncü geniş mostra Eski Zekeriyaköy yolu ile Tepeüstü Bayırı sokağının kesişme noktasında yer alır (Şekil 12, 671912/4560220). Bu mostrada öncekilerin aksine blok yoktur, birim tümüyle köşeli, boyutları 10 cm'yi aşmayan felsik lav klastları ile bunları çevreleyen tümüyle ezik bir matriksten oluşur.



Şekil 11. Kilyos Caddesi üzerinde aşırı ayrılmış Üst Kretase kataklastik volkanitleri felsik lav (beyaz ve pas rengi) ile aşırı ezik matriks (açık gri ve pas rengi) dilimlenmesinden oluşur.

Figure 11. Highly weathered Upper Cretaceous cataclastic volcanics on Kilyos Street consist of felsic lava (white and rust color) imbricated with extremely crushed matrix (light gray and rust color).

Matriksin ince taneli yapısı bu kayanın kökeninin bir kül-blok akıntısı olduğunu düşündürse de matriksin foliasyonlu olması, matriks ile klastlar arasında küçük ve devamsız kayma çiziklerinin varlığı kataklastik deformasyonu işaret etmektedir. Bu mostradaki birim ezilme breşi olarak değerlendirilmiştir.

Yukarıdaki üç mostrada tanıtilan kataklastik kayalar sondaj loglarında Trakya Formasyonu'nun altında yer alırlar. Yapılan 20'den fazla sondajda bu birimin farklı nitelikte kesimlerine girilmiştir. Şekil 1'deki kesitte bu sondajlardan sadece bu makalenin hazırlanmasında kullanılanların yeri verilmiş, bunların tipik olanlarından sadece birkaç tanesi karot fotoları ışığında açıklanmıştır. Tüm karotlar IC Holding Kilyos tünel şantiyesinde muhafaza edilmektedir.



Şekil 12. Eski Zekeriyaköy yolu ile Tepeüstü Bayırı sokağının kesişme noktasındaki mostrada izlenen köşeli lav klastları ile bunların arasını dolduran kataklastik matriks

Figure 12. Angular lava clasts observed in the outcrop at the intersection of Eski Zekeriyaköy road and Tepeüstü Bayırı street and the cataclastic matrix filling in between.

SaK-8 sondajında (35T 671472/4560568) 42,00-49,50 m aralığında kataklastik volkanitler kesilmiştir (Şekil 13). Bilhassa 45,00-48,00 m aralığında yer alan kayalar yer yer iri klastlar içermekte, bunların araları ise çok daha ince ve ayrılmış malzeme ile doldurulmuş olarak izlenmektedir. Kaya bu niteliği ile farklı kesimleri de dikkate alınarak “Ezilme breşi” ve “Protomilonit” olarak değerlendirilebilir (Sibson, 1977).

Aynı sondajın 71,50-78,50 metreleri arasında ise daha iri taneli felsik lav klastları, bunların köşeli yapısı ve fay düzlemlerinin varlığı dikkat çekmektedir. Kaya “Protokataklazit -Protomilonit” olarak adlandırılabilir (Sibson, 1977). Bu metrelerde kayma izli fay düzlemlerinin kesilmiş olması volkanitler içerisinde de olasılıkla ana bindirmeye paralel birkaç bindirmenin mevcut olduğunu göstermektedir.



Şekil 13. SaK-8 sondajı 42,00-49,50 ve 71,50-78,50 metreleri arası karot fotoğrafları.

Figure 13. Core photos of SaK-8 well between 42.00-49.50 and 71.50-78.50 meters.

SaK-13 sondajının (35T 671397/4560994) 72,00-76,00 metreleri arasında (Şekil 14) ince taneli, killeşmiş birimlerde belirgin foliasyon gelişimi mevcuttur. Bu ince taneli kayalar “Milonit” olarak adlandırılabilir (Şekil 14).



Şekil 14. SaK-13 sondajının 72,00-76,00 metreleri arasına ait karot fotoğrafları.

Figure 14. Core photographs of SaK-13 well between 72.00-76.00 meters.

SaK-15 sondajının (35T 671308/4561205) 122,00-125,00 metreleri arasında milonit ve protomilonitler içerisinde 123,10 ve 124,20 metreleri arasında aşırı killeşmiş koyu gri renkli, foliasyonlu bir bölüm dikkat çeker (Şekil 15). Bu bölümün üst ve alt sınırları faylıdır. Bu durum da kataklastik zon içerisinde ezilmeye neden olan çok sayıda fayın mevcut olduğunu işaret etmektedir.



Şekil 15. SaK-15 sondajının 122,00-125,00 metreleri arasına ait karot fotoğrafları.

Figure 15. Core photographs of SaK-15 well between 122.00-125.00 meters.

Yukarıda verilen gerek mostra gerekse karot gözlemleri Üst Kretase volkanitlerinin Trakya Formasyonu altına kalan kesiminin kalın bir kataklastik birim olduğunu, içerisinde yer yer kalın olabilecek daha dayanımlı lav tektonik dilim ve bloklarının bulunduğunu, bu homojen olmayan kaotik birim içerisinde “Ezilme Breşi” Protokataklazit” “Protomilonit”, “Milonit” çok seyrek olarak ise siyah renkli, çok ince taneli ve foliasyonlu ultramilonit türü kataklastik kayaların bulunduğunu göstermiştir. Makale hacmini artırmamak adına yukarıda bunlara dair sınırlı sayıda örnek verilmiş ancak kataklastik zonun geometrisi 70 kadar sondajın karotlarının incelenmesi ile Şekil 1’de izlendiği şekli ile tanımlanmıştır.

Kataklazitlerde plastik akma yapılarının genellikle görülmemesi, kohezyonun ve foliasyonun varlığı, metamorfizma minerali gelişimi olmaması gibi gözlemler stresin yüksek,

kırılgan deformasyonun etkin mekanizma olduğunu, gömülme derinliğinin ve sıcaklığın ise plastik akmaya müsaade edecek kadar yüksek olmadığını göstermektedir. Ayrışmanın yüksek olması ve feldspatların büyük ölçüde kil minerallerine dönüşmüş olması kayanın deformasyonu esnasında sıvı dolaşımının etkin olduğunu göstermektedir. Maden Mahallesinde eski pirit işletmelerinin varlığı ve kataklastik zon içerisine sokulmuş piritli kuvars damarlarının gözlenmesi de bindirme ile yaşıt veya bu zonu kullanan daha genç bir hidrotermal evrenin varlığını desteklemektedir.

Kataklastik kayaların üstü Trakya Formasyonu bindirmesi ile sınırlanmaktadır. Her ne kadar Trakya Formasyonu’nda şiddetli bir deformasyon varsa da milonitik kayalar izlenmemiş, sadece güney kesimdeki birkaç sondaj karotunda bu formasyonun tabanında kalınlığı seyrek olarak 10 m’yi biraz aşan sınırlı kataklazit gelişimi belirlenmiştir. Her ne kadar çoğu sondajlar tabanına kadar ulaşmamış ise de volkanik kayalardaki kataklastik zonun güneyde 200 m civarında bir kalınlığa sahip olabileceği eldeki verilere göre tahmin edilmektedir. Kuzeye doğru ise kataklastik zonun altında giderek daha sığda andezit-piroklastik istifi kesilmiştir. Kataklastik kayalar ile etkin bir kataklastik deformasyondan etkilenmemiş andezit-piroklastik istifi arasındaki dokanağın çok ani olmadığı, sondajlarda andezit-piroklastik istifinin içerisinde de çok sayıda makaslama zonunun görüldüğü ve kuzeye doğru daha dayanımlı bir istife geçişin dereceli olarak gerçekleştiği de sondaj verilerine dayalı olarak kabul edilebilir. Öte yandan Paleozoyik istifi ile volkanitler arasındaki ana bindirme cephesinin kuzeyinde de volkanitler içerisinde sınırlı kalınlıkta ezilme zonlarının bulunduğu gözlenmiş ve buna dayanılarak volkanik istif içerisinde de bazı bindirme zonlarının mevcudiyeti anlaşılmıştır. Ancak mostra koşulları bunların sahada doğrudan gözlenmesine ve takip edilmesine olanak vermemektedir.

Lavlar ve Piroklastik Kayalar

İncelenen alanın Zekeriyaköy'den daha kuzeydeki kesimlerinde kayalar genellikle yoğun bir orman örtüsü ve kısmen de Neojen çökelleri altında kaldıkları için birkaç sınırlı küçük mostra dışında görülmez. Bu kesime ait veriler de büyük ölçüde sondajlara dayalı olarak belirlenebilmiştir. Buna göre yukarıda da değinildiği gibi kuzeye doğru kataklastik kayalar kaybolur, yerine yer yer yoğun kırık ve çatlaklar içeren yer yer de oldukça sağlam ve dayanıklı piroklastikler (volkanik breş, aglomera, lapilli ve tüf) ve bunlar içerisinde kuzeye gittikçe dayanımı artan ve kalın seviyeler oluşturan ortaç-bazik lav seviyeleri görülür. Ancak kataklastik kayalar kadar olmasa da bu birim içerisinde de faylı, yoğun kırıklı ve buna bağlı olarak ayrışmanın yoğun olduğu zonların varlığı hem sınırlı sayıdaki mostrada hem de sondaj karotlarında izlenmektedir. Böylece kırıklı/ezik yapı kuzeye doğru giderek yerini daha sağlam kayalara bırakmakta, en kuzey kesimlerde ise, örneğin Kilyos ya da Demirciköy sahilinde dayanımlı ve kırılğan deformasyondan önemli oranda etkilenmemiş piroklastik kayalar ve lavlar yer almaktadır.

Piroklastik kayalar atmosferik koşullarda şiddetli ayrışmaya uğramış, kayaları oluşturan ana mineraller olan piroksen ve feldspat mineralleri dilinim düzlemleri ve kenarlarından başlamak üzere farklı derecelerde killeşmiş ve kloritleşmiştir. Bazı alanlarda tümüyle killeşmiş piroklastikler görülür, bazı alanlarda ise ayrışma görünüşte daha zayıftır. Ancak mikroskopik incelemede bunların da farklı derecelerde ayrışmaya uğradığı görülmektedir. Ayrışmanın derine doğru azaldığı, ancak bu kesimlerde ise kırık zonları boyunca ayrışma geliştiği izlenebilmektedir.

Aglomeralar içerisinde boyutları birkaç cm'den 40-50 cm ye kadar değişen kötü boylanmış andezit taneleri tüf matriks içerisinde yer alır. Genellikle tane destekli olan birimdeki matriks ve taneler ileri derecede ayrışmaya uğramıştır. Ayrışma tanelerin kenarları boyunca daha etkin

olup bazı tanelerde soğan yapısı olarak da bilinen küresel ayrışmaya neden olmuştur. Bazı yerlerde ayrışmış andezitik lavlar ince taneli tüflerle ardalandır.

Volkanoklastik Kayalar ve Kireçtaşları

Üst Kretase volkanik istifinin en az yayılıma sahip üyesini oluşturan bu kayalar Vadi Sokak üzerinde (Şekil 16, 35T 671180/4564596) ve Zekeriyaköy-Kilyos yolu üzerinde izlenir, çakıltaşı ve kumtaşı ile ve yer yer yaygın volkanik kırıntılar içeren biyoklastik kireçtaşları ile temsil edilirler. Kırmızı-bordo renkli çakıltaşı ve kumtaşları oldukça masif, belirgin bir tane dizilimi olan, gevşek tutturulmuş kötü boylanmalı, yuvarlak taneli, kum-silt matriksli ve bol fosil kırıntılıdır. Kireçtaşları ile bu birimlerin geçişli olduğu gözlenmekte, kireçtaşı içerisinde bol volkanik kırıntılı bulunması da bu görüşü desteklemektedir.

Garipe formasyonu içerisinde genellikle farklı seviyelerde yanal devamı sınırlı, ince mercerler şeklinde izlenen biyoklastik kireçtaşları Kaya (1971) tarafından "Sarıyer kireçtaşı" olarak tanımlanmıştır. Kireçtaşları pembe renkli, ince-orta tabakalı, bol fosilli ve fosil kırıntılı kaba dokuludur. Tabakalanma yanı sıra sık sistematik eklemeler içerirler. Kireçtaşının kalınlığı gerek mostralarda gerekse de sondajlarda genellikle birkaç metre dolayında olup en fazla 10-15 metreye ulaşır. Erdem vd. (2021) Zekeriyaköy formasyonu adı altında tanıttıkları birimin Geç Kampaniyen'i işaret eden Lepidorbitoides ve Siderolites fosilleri içerdiğini ve yüksek enerjili bir açık deniz ortamında çökelmiş olduğunu belirtmişler, bu veriden hareketle de kireçtaşlarını volkanik istifin en üst birimi olarak değerlendirmişlerdir. Ancak istifin üzeri aşınmalı olduğundan bundan daha üstte stratigrafik olarak hangi birim olduğu belirsizdir. Anadolu yakasında ise volkanik istifin üzerine dereceli geçişli olarak Akveren Formasyonu olarak bilinen (Tüysüz vd., 2004) kalsitübiditik kireçtaşları gelmektedir.



Şekil 16. Vadi Sokak'ta izlenen (a) kireçtaşı ve (b) kumtaşı-çakıltası mostraları. c) Biyoklastik kireçtaşı içerisindeki fosil ve fosil kırıntılarının yakın görünüşü

Figure 16. a) Limestone and (b) sandstone-conglomerate outcrops observed in Vadi Street. c) Close-up view of fossils and fossil fragments in bioclastic limestone (c).

Örtü Birimleri

Bu çalışma büyük ölçüde Üst Kretase ve daha yaşlı kayalara yönelik olduğundan Çırçır deresi içerisindeki alüvyonlar, yamaç molozları, suni dolgular ve Demirciköy güneyindeki Neojen çökelleri topluca örtü birimleri olarak değerlendirilmiştir.

Özgül (2011) tarafından İstanbul formasyonu adı altında tanımlanan ve Kıraç, Kayalı Tepe ve Meşe Tepe üyelerine ayrılmış olan Neojen çökelleri Demirciköy güneyinde izlenir ve buradaki kısıtlı mostralarda alacalı renkli gevşek tutturulmuş kumtaşı, silttaşı, çakıltasından oluşur. Alt kesimlerinde Demirciköy güneyinde geçmişte işletilmiş ince kömür damarları da bulunana bu istifin kalınlığı 40-50 m civarındadır. Bu birim bazı araştırmalarda Pliyosen, bazılarında ise Oligo-Miyosen yaşlı göl, akarsu ve yelpaze çökelleri olarak değerlendirilmiştir.

YAPISAL JEOLJİ

Bölgesel Yapı

Jeoloji literatüründe Pontidler ya da Pontid kuşağı olarak bilinen (Ketin, 1966) kuzey Türkiye'nin tamamı Tetis Okyanusunun Kretase başından itibaren kapanmaya başlaması, Kretase-Eosen sürecinde kapanması ve sonrasında devam eden sıkışmalı bir tektonik rejim etkisinde kalmış, bunun sonucunda da Orta Eosen ve sonrasında tamamen karaya çıkarak bir kıvrım ve bindirme kuşağı karakteri kazanmıştır. Bu kıvrım-bindirme kuşağının Batı Karadeniz'deki iç yapısını detaylı olarak inceleyen Sunal ve Tüysüz (2002) Karadeniz bölgesindeki sıkışma sonucu meydana gelen kıtasal kısalma oranının %50'den fazla olduğunu ortaya koymuşlardır. İnceleme alanında Trakya Formasyonu'nun Üst Kretase volkanik kayaları üzerine bindirmesi ve buna bağlı olarak kalın bir kataklastik zonun gelişimi de bu sistemin bir parçası olarak değerlendirilebilir. Her ne kadar inceleme alanından elde edilmiş bir yaş bulgusu

yok ise de tektonik stilin benzerliği dikkate alınarak Trakya Formasyonu'nun Üst Kretase volkanitleri üzerine olasılıkla Orta Eosen döneminde yerleştiği tahmin edilmektedir. İstanbul'un Avrupa yakasında deformasyon göstermeyen Üst Bartoniye-Priyaboniye kireçtaşları (Less vd., 2011) İstanbul Paleozoyik istifinde uyumsuz olarak oturduğundan bu bindirmenin bundan önce (olasılıkla 40-37 milyon yıl önce) gelişmiş olduğu söylenebilir.

İstanbul ve çevresindeki birimlerin yapısal özelliklerini detaylı biçimde ve bir bütün olarak tanımlayan bir araştırma bulunmamaktadır. Mevcut bilgiler Paleozoyik istifinin kıvrımlı ve bindirmeli bir yapısı olduğunu göstermekte ise de bu deformasyonun kaç defa, hangi evrelerde ve ne türde geliştiği yönündeki bilgiler küçük alanlarda yürütülmüş çalışmalara dayanmakta, bu da il genelinin yapısal stili hakkında bir yoruma gidilmesini engellemektedir. Bu bilgilere göre İstanbul il sınırları içerisindeki birimler en şiddetli deformasyonlardan Geç Karbonifer-Erken Permiyen (Okay vd., 2006 ve Özgül, 2012)' ve Eosen sonunda (Akartuna, 1963) etkilenmişler, çok daha sonra ise en azından güney kesimleri Batı Anadolu Gerilme Sistemi ve Kuzey Anadolu Makaslama Zonu içerisinde (Şengör vd., 2004) kalmıştır.

Paleozoyik yaşlı birimleri etkileyen deformasyonları gösteren en detaylı haritalardan biri Seymen (1995) tarafından yayımlanmıştır. Anadolu yakasının büyük bir kısmını haritalayan Seymen (1995) Paleozoyik istifi içerisindeki kıvrımları ve bindirmeli yapıyı belgelemiştir. İstanbul'un yapısal olarak en eski çalışılan bölgelerinden biri olan Çamlıca yöresinde bindirmeli bir yapının varlığı Paeckelmann (1938), daha sonra da McCallien ve Ketin (1947) tarafından ortaya konmuş, daha sonraki çalışmalarla da Siluriyen yaşlı birimlerin Devoniyen üzerinde yataya yakın bir bindirme fayı ile durduğu tespit edilmiştir (Seymen, 1995; Özgül, 2012; Lom vd., 2016). Seymen (1995) Paleozoyik istifini oluşturan

farklı birimlerin yaklaşık olarak K-G ya da KB-GD uzanımlı ve D-GD eğimli, genellikle düşük açılı bindirme düzlemleri boyunca birbiri üzerine yerleşmiş tektonik dilimler şeklinde olduğunu belirtmektedir. Yazarın Çamlıca-Ümraniye, Maltepe-Küçükbakkalköy-Ümraniye, Pendik-Yakacık-Ayazma, Tuzla-Şeyhli-Aydos arasında haritaladığı bindirmeler bunların en önemlileri arasındadır.

Paleozoyik yaşlı birimlerin bu kıvrımlı ve bindirmeli yapısının ne zaman geliştiğine dair doğrudan ya da dolaylı bir veri bulunmamaktadır. Paleozoyik istifini örten Permo-Triyas yaşlı kayaların (Babaoğlu vd., 2023) genellikle daha az deforme ve Alpin stilde deformasyon sergilemesi, Gebze civarındaki intrüzif Üst Permiyen (Bürküt, 1966; Yılmaz, 1977) granitlerin benzer deformasyondan etkilenmemiş olması gibi veriler dikkate alınarak İstanbul Paleozoyik istifini etkileyen olası ilk deformasyonun geç Karbonifer-Erken Permiyen arasında geliştiği genel kabul görmektedir.

İncelenen alanın güneyinde yapısal olarak en üstte Trakya Formasyonu, onun altında tektonik bir dokanakla kataklastik kayalar ve en altta da kuzeye doğru yüzeye çıkan kataklastik deformasyondan etkilenmemiş olan lavlar, piroklastik kayalar, volkanoklastikler ve kireçtaşından oluşan volkanik topluluk yer almaktadır (Şekil 1). Üst Kretase istifi ise önceki çalışmalarda belirlenen orijinal stratigrafik dizilime göre (Keskin vd., 2003 ve 2010; Keskin ve Tüysüz, 2018; Tüysüz, 2018) altta daha yaşlı kayalar üzerine uyumsuz olarak oturan silisiklastik çökeller ile başlayıp üste doğru volkanoklastik çökellere geçmekte, bunun üzerine ise andezitik-bazaltik lavlar ve bunların geçişli olduğu piroklastikler gelmektedir. Kataklastik kayaların köken kayasının büyük ölçüde tüfler ve kısmen de felsik lavlar olduğu gözleminden hareketle inceleme alanındaki Üst Kretase yaşlı kayalarda stratigrafik dizilimin yapısal olarak terslendiği, bir diğer deyişle stratigrafik üst birimin yapısal alt birim olarak bulunduğu, yani tümüyle

terslendiği ya da bindirme dilimleri halinde olduğu anlaşılmaktadır. Kataklastik istif içerisinde karotlarda izlenen aşırı ezik, tümüyle killeşmiş kesimler olasılıkla bu bindirmeler arasında gelişmiş olmalıdır. Bu durum tektonik olarak dilimlenmiş yapıya daha uygun görülmektedir. Sahada izlenen küçük ve orta boyutlu yapı ile benzer olan model Şekil 5'te grovaklar içerisinde gösterilen yapının kilometreler boyundaki bir eşdeğeri olabilir. Ancak yüzeyde mostranın çok kısıtlı olması nedeniyle bu görüşü sahada denetlemek mümkün olmamıştır.

İnceleme alanında Trakya Formasyonu'nun, Sarıyer-Şile arasında ise İstanbul Paleozoyik istifinin diğer birimlerinin ve Permo-Triyas yaşlı çökellerin Üst Kretase volkanik birimleri üzerine yerleşmesini sağlayan (Kaya ve Lys, 1980; Gedik vd., 2005) bindirme literatürde Sarıyer-Şile, Zekeriyaköy veya Sarıyer-Maden bindirmesi gibi adlarla ele alınmıştır. Chaput ve Hovasse (1930), Parejas ve Baykal (1938), Baykal (1943), Okay (1947), Yalçınlar (1953), Baykal ve Akartuna (1953) ve Akartuna (1963) tarafından öncül araştırmaları yapılan bu bindirme hattı batıda Sarıyer-Zekeriyaköy civarından doğuda Şile ve Riva'ya kadar izlenir. Bu ana yapısal unsur bazı araştırmacılar tarafından ters fay ya da bindirme olarak değerlendirilmiştir (Baykal, 1943; Akartuna, 1963; Baykal ve Kaya, 1966; Baykal ve Önal, 1979). Gerek Çırçır deresinde doğrudan izlenebilen mostradaki yapıya (Şekil 8), gerekse bu çalışmadaki sondaj karotlarının incelenmesine göre bu bindirme tabanda yatay ya da düşük açılı bir faydır ve atımı da olasılıkla kilometreler mertebesinde. Bindirmenin tavan bloku altında sınırlı olarak ve taban blokunda olasılıkla 200 m'yi bulan kalınlıkta gelişmiş olan kataklastik deformasyonun niteliği Trakya Formasyonu'nun bindirmesi nedeniyle meydana gelen gömülmenin en az birkaç km derin olduğunu ve birimin aşınma öncesi bugünkünden çok daha kalın olduğunu işaret etmektedir. Akartuna (1963) bindirmenin geometrisine bakarak atımın en az 5 km olduğunu

savunmuştur. Kanaatimiz, yukarıda anlatılan yapısal stil dikkate alındığında bu mesafenin daha fazla olabileceği yönündedir.

Şekil 1'de verilen enine kesitin iki kesiminde olası normal faylar izlenmektedir. Bunlar sondaj karotlarında izlenen bindirme düzleminin derinliğine bağlı olarak konulmuş hipotetik faylardır. Benzer normal faylar Amasra-Kurucaşile bölgesinde, Bartın-Amasra yolu üzerinde, Ayancık Usta burnunda ve Kuzey Marmara Otoyolu üzerinde bu otoyolun kenarlarında izlenmekte, kıvrım bindirme kuşağının sıkışmalı yapılarını kesmektedirler. İnceleme alanında doğrudan izlenemeyen bu hipotetik normal fayların Orta Eosen sıkışma dönemini takiben gravitasyonel rahatlama ya da daha genç bir tansiyonel rejimin eseri olabileceği düşünülmektedir.

Trakya Formasyonu'nun Yapısal Özellikleri

Trakya Formasyonu farklı bölgelerde farklı oranlarda birbiri ile ardalanan grovak nitelikli kumtaşı, çamurtaşı, yer yer kiltası, silttaşı ara katmanlarından oluşur. Bu kayalar olasılıkla magmatik bir kaynaktan beslendikleri için mineralojik bileşim olarak feldspat açısından zengindir. Öte yandan birimin çökeliminde türbidit akıntıları etkin olduğundan ince taneli (silt, kil) matriks oranı yüksektir. İncelenen alanda tane boyu ve tabaka kalınlığı açısından sistematik bir değişim izlenemez çünkü birim çok sık faylarla kesildiğinden farklı karaktere sahip kesimler faylar ile bir araya gelmiştir. O nedenle Trakya Formasyonu'nun yapısal özellikleri metrik hatta bazen desimetrik ölçekte farklılıklar arz edebilmektedir. Yoğun kırılğan deformasyon sonucunda grovaklarda iki, bazen de üç farklı doğrultuda gelişmiş sistematik eklem takımları, bunların yanı sıra düzensiz çatlaklar gelişmiştir. Saha gözlemleri sistematik çatlakların genellikle makaslama düzlemlerine paralel ya da onunla yüksek açılı olarak geliştiğini işaret etmektedir. Çatlak sıklığı metrede birkaç taneden makaslama

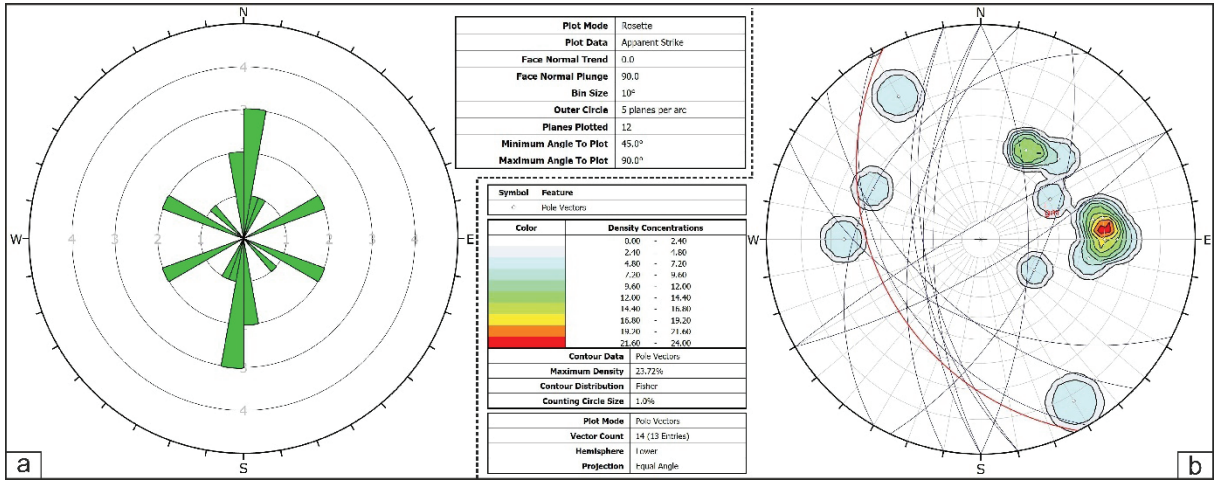
düzlemleri yakınında metrede 20-30 adete kadar artabilmektedir. Çatlak düzlemleri sıkı, pürüzlü, çoğu zaman kayma izli, seyrek olarak da düz ve düzlemseldir. Bilhassa faylara yakın kesimlerde çatlaklar boyunca zayıf su sızıntıları ve kuvvetli ayrışma görülür. Ayrışma arttıkça çatlak araları da kil dolgulu hale gelmektedir. Sondaj karotlarında Trakya Formasyonu'nun karot verimi ve RQD değerleri birimin çok kırıklı yapısını işaret edecek biçimde genellikle çok düşük olup %40'a ulaşmaktadır.

Trakya Formasyonu'nun inceleme alanındaki geniş bir mostrası Çayırbaşı tüneli Sarıyer çıkışının 300 metre kadar batısında Çırçır deresi kuzey yamacında ve Dereiçi sokakta (35T 670630/4559975) izlenir. Trakya Formasyonu grovıkları diğer kesimler gibi bu mostrada da birbiri üzerine bindirmiş dilimler olarak görülmektedir. 200 m kadar uzunluğa sahip alan bu yol boyu mostra boyunca 13 adet bindirme saptanmıştır. Mostra uzanımına kıyaslandığında Trakya Formasyonu ortalama her 15 m de bir bindirme fayı ile kesilmekte ve karakter değiştirmektedir. Bu fayların çoğu GGB ya eğimli, KKD verjanslıdır. Bazı bindirmeler belli kesimlerde dupleks geometriye uygun olarak tabaka düzlemlerini takip etmekte, belli kesimlerde de diğer tabaka düzlemlerine sıçramaktadır. Bu durum yukarıda da değinildiği gibi birimin tabanında düşük açılı bir ana bindirmenin varlığının da işaretçisidir. Öte yandan sistematik kırık gelişiminin bindirmelerin taban blokunda çok daha sık, tavan blokunda ise nispeten seyrek olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 17). Bindirme düzlemlerinin eğim ve eğim yönleri ile stereonetteki dağılımı Şekil 18'de, bindirme dilimleri arasında ölçülen tabaka doğrultularına ait gül diyagramı ile tabaka düzlemlerinin streonetteki konumu ise Şekil 19'da verilmiştir.



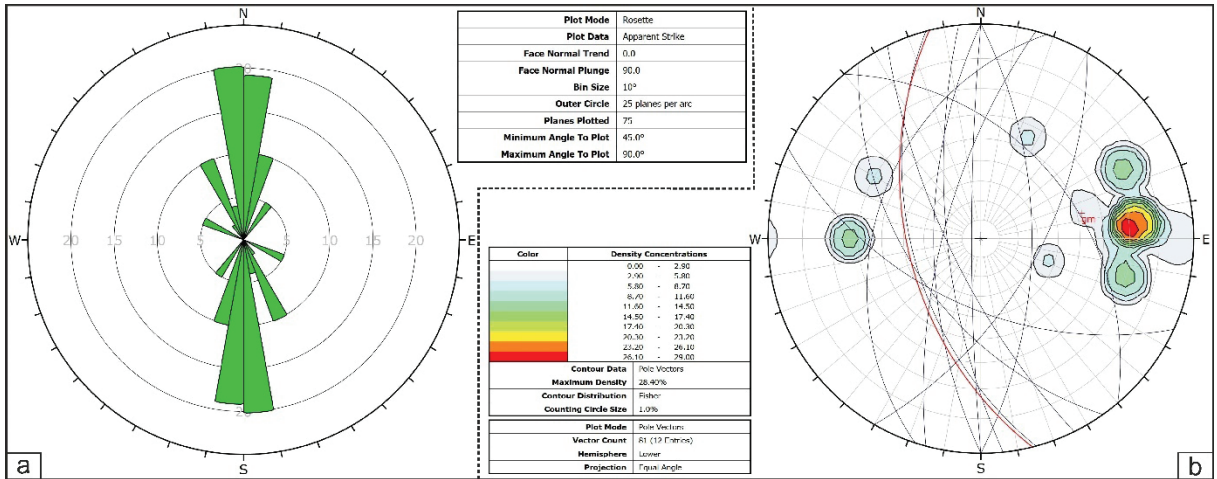
Şekil 17. a) Trakya Formasyonu'nun Dereiçi sokaktaki dilimi yapısını oluşturan bindirmeler, mavi cisim 60 cm yüksekliğinde bir kovadır. **b)** Aynı mostrada yatay bindirme düzlemi (üzerinde kalem bulunan düzlem) ve bu bindirmenin taban blokunda gelişmiş sistematik kırıklar.

Figure 17. a) Thrust structures imbricating the Trakya Formation in Dereiçi street, the blue object is a 60 cm high bucket. **b)** In the same outcrop, there is a horizontal thrust plane (the plane with a pencil on it) and systematic fractures developed in the footwall of this thrust.



Şekil 18. a) Trakya Formasyonu içerisindeki bindirme düzlemlerinin doğrultularına ait gül diyagramı ve b) bu düzlemlerin stereonetteki dağılımı. Bindirme düzlemlerinin ağırlıklı olarak KKD-GGB, kısmen de KD-GB ve KB-GD doğrultulu olduğu, eğim yönünün ise ağırlıklı olarak GB olduğu izlenmektedir.

Figure 18. a) Rose diagram of the strikes of the thrust planes within the Trakya Formation and b) the distribution of these planes in the stereonet. The thrust planes are predominantly in the NNE-SSW direction, partly in the NE-SW and NW-SE directions, and the dip direction is predominantly SW.



Şekil 19. a) Trakya Formasyonu içerisindeki tabaka düzlemlerinin doğrultularına ait gül diyagramı ve b) bu düzlemlerin stereonetteki dağılımı. Tabaka doğrultuları ile bindirme doğrultuları arasında benzerliğe dikkat ediniz. Bu durum bindirmelerin büyük ölçüde tabakaların zayıf düzlemlerini kullandığına işaret eder ve çoğu kıvrım ve bindirme kuşağının olağan yapısıdır. Benzerlik tabakaların ve bindirmelerin eğim yönü için de geçerlidir.

Figure 19. a) Rose diagram of the strikes of the bedding planes within the Trakya Formation and b) the distribution of these planes in the stereonet (b). Note the similarity between bedding and thrust directions, indicating that thrusts largely developed along the weak bedding planes, which is the characteristics of fold and thrust belts. The similarity also applies to the dip direction of layers and thrusts.

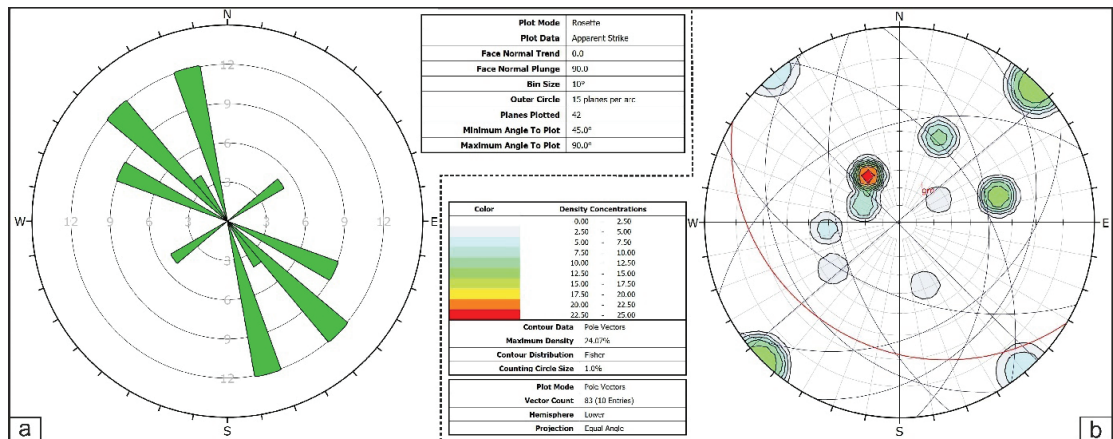
Mostrada belirlenebilen sistematik kırıklara ait ölçülere ait gül diyagramı ve stereonet Şekil 20'de verilmiştir. Buradan da izlenebileceği üzere belli bir kümelenmeden çok bir saçılma söz konusudur. Bu da birimin heterojen bir iç yapısı olduğunu ve bu yapının şiddetli ve progresif tektonik deformasyonun denetiminde geliştiğini belirtmektedir.

Kataklastik Kayaların Yapısal Özellikleri

Üst Kretase volkanitlerinin mekanik olarak ezilmesi ile gelişmiş olan kataklastik kayalar homojen olmayan iç yapıları, farklı davranışa sahip lav ve piroklastik gibi farklı karakterdeki köken kayalardan gelişmiş olmaları, fay zonlarına yakınlığa göre değişen dayanım ve alterasyon farklılıkları ve nihayet barındırdıkları makaslama zonları ile yapısal açıdan karakterizasyonu güç birimlerdir.

Kataklastik kayaçların mekanik davranışı, yüzeyden gözleme ve analiz etme, saha araştırmaları sırasında numune alma, numune hazırlama ve laboratuvar testlerindeki zorluklar nedeniyle aslında tam olarak anlaşılammıştır. Bu kayalardan karakteristik yüzey örneklerinin alınmasında ve bunların laboratuvar deneylerinin

değerlendirilmesinde de büyük güçlüklerle karşılaşılır, çünkü alınacak örnekler çoğu zaman tüm birimi temsil etmezler. Günümüzün mühendislik çalışmalarındaki yaklaşım bu tür zayıf kataklastik kayaların kökeni, litolojisi, yapısal ve mineralojik farklılıklarına bakılmaksızın “milonit”, “ezilmiş kaya” veya “zayıf kaya” gibi genel tanımlar altında ve en zayıf kaya sınıfı içerisinde değerlendirilmesidir. Çoğu durumda Barton vd. (1974), ISRM (1981), Bieniawski (1989), gibi kurum ya da araştırmacılar tarafından önerilen metotlarla yapılan kaya kalitesi değerlendirmesine esas parametreler zayıf kayaları karakterize etmekten uzak kalmaktadır. Bu yöntemlerin önerdiği eklem sıklığı, basınç dayanımı, eklem yüzeylerinin niteliği gibi parametreler zayıf kayaları karakterize etmekten uzaktır. Kataklastik yapıların niteliklerini tanımlamada önemli sorunlardan biri de ölçek sorunudur. Kataklastik yapılar mikroskopik ölçekten yerel ya da bölgesel ölçeğe kadar farklı büyüklüklerde gelişirler bu da etkiledikleri kayaların heterojen bir yapı kazanmasına neden olur. Tektonik hatlarla sınırlanan her ölçekte paneller birbirinden çok farklı jeolojik ve jeomekanik özellikler sunarlar, bu da bu tür kayaların kalitesinin mühendislik çalışmaları için karakterize edilmesini önemli oranda engeller.



Şekil 20. a) Trakya Formasyonu içerisindeki sistematik kırıkların doğrultularına ait gül diyagramı ve b) stereonet. Sistematik kırık doğrultuları KD-GB Yönlü sıkışmayı işaret etmektedir.

Figure 20. a) Rose diagram of the strikes of systematic fractures within the Trakya Formation and **b)** stereonet. Systematic fracture directions indicate NE-SW compression.

İster çökel isterse tektonik kökenli olsun matriks içerisinde bloklardan oluşan kayaların mühendislik anlamında karakterizasyonunda önemli faktörlerden biri blokların matriks içerisindeki hacimsel oranıdır. Yapılan araştırmalar blok hacmi oransal olarak düşük olan (%25'ten az) bu tür kayalarda blokların niteliklerinin çok önemli olmadığı, buna karşılık matriks dayanımının önemli olduğunu göstermiştir. Saha ve karot gözlemlerimize göre Üst Kretase kataklastik kayaları içerisinde blok oranı %25'ten azdır. Bu da birimin davranışının büyük ölçüde matriks kontrollü olacağını göstermektedir. Öte yandan sahada farklı ölçeklerde yapmış olduğumuz gözlemlere göre matriks ile bloklar arasında gerilmeye karşı gösterilen reolojik farklılık yüzünden tektonik sınırlar gelişmiştir. Bu tür birimlerdeki gözlem ve deneyler en zayıf noktaların blok-matriks sınırı olduğunu, yenilmenin büyük ölçüde blok-matriks sınırları boyunca olduğunu göstermiştir. Bu gerçeklerden hareketle volkanik/volkanojenik kökenli kataklastik kayaların ince kesitlerde incelenmesinden tatmin edici sonuçlar alınmamıştır. Bloklardan alınan örneklerde blok sınırlarına yakın kesimler ile blok ortası kesimler arasında kataklasizma şiddetinde farklılıklar vardır. Matriksten alınan karotlarda ise alterasyon ve sondaj kaynaklı mekanik örselenme orijinal yapının incelenmesini önemli oramda engellemektedir. Bu makalenin yazıldığı tarihte inşası devam eden tünel güzergahından alınacak sistematik örnekler üzerinde yapılacak bir ince kesit çalışmasının doyurucu bilgi sağlayacağı düşünülmektedir.

Lav ve Piroklastik Kayaların Yapısal Özellikleri

Çalışılan alanda ender olarak mostra veren bu kayalarda sistematik bir kırık izlenmemiştir. Sondaj karotları üzerinde ölçülen RQD değerleri dikkate alınarak şu sonuçlara ulaşılabilmektedir:

1. Ağırlıklı olarak piroklastiklerden oluşan kayalarda kataklastik yapıların görülmemesine

rağmen belli aralıklarda görülen ezilme ve makaslama düzlemleri vardır. Karot verimi ve RQD değeri %100'ü bulan seviyeler arasında bu değerlerin sıfıra yaklaştığı desimetrik ya da metrik kalınlıktaki zonlar bu tür makaslama zonlarını işaret etmektedir. Lav seviyeleri ince piroklastikler ile ardalanmaktadır ve kuzeye doğru bindirmelerin etkisi büyük ölçüde ince tabakalı birimlerde yarı plastik bir deformasyonla, lavlarda ise kırılğan deformasyonla karşılanmaktadır.

2. Kuzeye doğru lavlar ve piroklastikler giderek daha dayanımlı hale gelirler. Bu kesimde deformasyon izleri güneye oranla çok daha az izlenir.

İstanbul Paleozoyik İstifinin Yapısal Konumu Üzerine

İstanbul Paleozoyik istifi neredeyse 200 yıldır araştırılmakla birlikte bu araştırmaların çok büyük bir kısmı bu kilometrelerce kalın istifin stratigrafisine yönelik olmuştur. Buna karşılık birimin yapısal özelliklerine yönelik araştırmalar yok denecek kadar azdır. Eski çalışmaların bir kısmında yersel bazı yapısal çalışmalar olmakla birlikte bunlar da tüm istifin yapısını hatta yapısal stilini anlamaya yeterli değildir. Bugün artık İstanbul'da ölçüm yapacak mostra bulmak da pek mümkün değildir. Her ne kadar mühendislik projelerinde çok sayıda ve giderek artan yeraltı bilgileri elde edilmekte ise de bunlar da çoğu zaman o proje kapsamında kullanılarak jeolojik bilgi dağarcığına katılmamaktadır.

Akartuna (1963) "Şariyaj Bölgesi" başlığı altında Şile ve Mahmut Şevket Paşa köyü civarında izlenen tektonik hattın Zekeriyaköy'e kadar uzandığını belirterek boğaz vadisinde V şekli oluşturan bu hat boyunca Paleozoyik istifinin Üst Kretase üzerinde en az 5 km hareket ettiğini, Üst Kretase tüfleri içerisinde sık sık fayların bulunduğunu ve üstteki Paleozoyik istifin

milonitik yapı kazandığını belirtmiştir. Akartuna (1963) ilk defa Üst Kretase istifi içerisinde de milonitlerin bulunduğu değinmekte ancak buna dair detay vermemektedir. Oysa bu araştırmanın sonuçları asıl kataklasizmanın bindirmenin taban blokundaki volkanitlerde olduğunu belgelemiştir. Bindirme düzleminin 30° kadar güneye eğimli olduğunu belirten Akartuna (1963) Üst Kretase istifi içerisinde Paleozoyik istifine ait tektonik merceklerden söz ederek bunların gelişim mekanizması için dupleks bindirmeli bir model önermiştir. Akartuna (1963) her ne kadar doğrudan bir veri olmasa da bu yapının İpresiyen-Lütesiyen'de gelişmiş olabileceği görüşündedir.

Baykal ve Kaya (1966) ise Akartuna (1963) tarafından ileri sürülen tüfler içerisinde Paleozoyik tektonik mercekleri modelini kabul etmemişler, tüfler içindeki farklı litolojide, değişime uğramış yabancı bloklarla Karbonifer kayaçları arasında benzerlik bulunmadığını belirtmişlerdir. Bu yazarlar tüflerin hidrotermal alterasyon geçirdiğini, içlerindeki mineralizasyonunun bununla bağlantılı olduğunu ve tüflerin Üst Kretase andezitlerinden farklı bir istifi temsil ettiğini ileri sürmüş, ancak bunların yaşı ve ilişkileri konusunda bilgi vermemişlerdir. Baykal ve Kaya (1966) da bindirmenin Eosen başında oluştuğu görüşündedirler.

Bu araştırmada küçük bir alandan elde edilen sonuçlar, İstanbul Paleozoyik istifinin Üst Kretase volkanik kayaları üzerine kuzey verjanslı bir bindirme ile yerleştiğini göstermektedir. Bu makalede verilen örnekler dupleks yapıların, yelpaze biçimli bindirmelerin Paleozoyik istifi içerisinde egemen olduğunu göstermiş, Üst Kretase içerisinde de varlığına dair kuşku ortaya koymuşsa da mostra koşulları nedeniyle bunu teyit etmek mümkün olmamıştır. Bu durum Karadeniz Bölgesi'nin çoğu kesiminde izlenen, ancak bugüne kadar üzerinde Sunal ve Tüysüz (2002) tarafından Cide-Kurucaşile civarında yayınlanan makale dışında pek durulmamış Karadeniz kıvrım-bindirme kuşağının İstanbul'u

da kapsadığını göstermektedir. Kretase sonunda Tetis Okyanusu'nun kapanması ile güneydeki Sakarya ve kuzeydeki İstanbul zonları çarpışmış, çarpışma sonrası devam eden sıkışmalı tektonik rejim Pontid kuşağının bindirmelerle dilimlenmesine ve bir kıvrım-bindirme kuşağı niteliği kazanmasına yol açmıştır. Bu kuşak kuzeyde daha sığ ve düşük açılı (thin-skinned) güneyde ise daha yüksek açılı ve derin (thick skinned) bindirmeler ile temsil edilmektedir (Sunal ve Tüysüz, 2002). İstanbul ve çevresinde güney alanlar bu yapının gelişiminden çok sonra, Geç Miyosen döneminden itibaren Kuzey Anadolu makaslama ve Ege gerilme sistemleri etkisinde kalmışlardır. Bu durum güneydeki yüksek açılı bindirmelerin bugün niçin izlenmediğini açıklıyor olabilir. Önerilen bu yapısal denetim doğru ise İstanbul Paleozoyik istifi, en azından bir kısmı ile, bugünkü yerine düşük atımlı bir bindirme ile değil, atımı çok daha yüksek bir nap şeklinde yerleşmiş olabilir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada ulaşılan başlıca sonuçlar şöyle özetlenebilir:

- 1- İstanbul Paleozoyik istifinin stratigrafik en üst birimi olan Trakya Formasyonu düşük açılı bir fay boyunca kuzeye doğru Üst Kretase yaşlı volkanik topluluk üzerine bindirmiş, bu esnada kendi içerisinde de bindirmelerle dilimlenmiştir. Bu birim içerisinde görülen yelpaze biçimli ve dupleks bindirmeler Trakya Formasyonu'nun önemli ölçüde kısalıp kalınlaşmasına neden olmuştur.
- 2- Trakya Formasyonu düşük açılı bir bindirme düzlemi üzerinde duran bir nap şeklindedir.
- 3- Trakya Formasyonu tarafından tektonik dokanakla örtülen Üst Kretase volkanitleri içerisinde farklı davranışa sahip kesimler ayırtlanmıştır. Yapısal olarak üstte duran kesim kataklastik deformasyondan etkilenmiş

ve bütünüyle milonitleşmiştir. Bunların kalınlığı güneye doğru artarak 200 metreyi bulmaktadır. Kataklastik kayalar olasılıkla tuf ya da kül-blok akıntısı kökenli tümüyle ezilmiş bir matriks içerisinde tektonik düzlemler ile sınırlanan lav blok ve tektonik dilimlerinden oluşur. Yapısal olarak en altta ise dayanımlı lav ve piroklastikler vardır.

4- Batı Pontidler'de önceki araştırmalarla tanımlanmış olan Tersiyer yaşlı kıvrım-bindirme kuşağı İstanbul yöresini de kapsamakta olup Sarıyer-Şile bindirmesi bu sistemin önemli bir unsurudur.

EXTENDED SUMMARY

In the north of Istanbul between Şile and Sarıyer, the Carboniferous-aged Trakya Formation, forming the uppermost stratigraphic unit of the Istanbul Palaeozoic succession, is emplaced over an Upper Cretaceous volcanic assemblage along the north-vergent Şile-Sarıyer thrust.

The Carboniferous unit is represented by thin- to medium-grained, highly weathered turbiditic greywackes. The volcanic assemblage at the base consists of a thick pile of andesitic, basaltic, and dacitic lava flows, their pyroclastics, and turbiditic volcanoclastic sediments, together with some sandy limestone interlayers. The emplacement of the Trakya Formation over the volcanic assemblage, probably during the Late Eocene, caused the development of intense deformation in both units. As the structurally higher Trakya Formation emplaced northward along a low angle on a flat thrust, it can be regarded as a nappe. It was also internally and intensely imbricated by north-vergent fan-shaped and duplex thrusts connected to the base thrust (compressional detachment). This imbrication caused internal thickening and shortening of these siliciclastic turbidites together with the development of the Şile-Sarıyer thrust.

The volcanic assemblage below the Trakya Formation was probably affected by similar tectonic imbrications. Intense cataclastic deformation, which affected only a limited part of the base of the Trakya Formation, commonly and deeply affected the Upper Cretaceous volcanic assemblage and caused the development of cataclastic rocks such as protomylonites, whose thickness increases towards the south and can probably reach up to 200 m. The absence of plastic flow structures in these rocks despite the presence of cohesion and foliation and the absence of metamorphic mineral assemblages show that brittle deformation was the effective mechanism during cataclasis, while burial depth and temperature were not high enough to allow plastic flow. This huge thickness of cataclastic rocks implies that the cataclastic rocks were also tectonically imbricated and thickened. However, the cataclastic zone thins and disappears toward the north, where the Trakya Formation is directly located on the volcanic rocks, apparently free of penetrative cataclastic deformations.

In the north of the present thrust front, there are also some north-vergent thrusts within the volcanic assemblage, but cataclastic deformation is absent or very limited in thickness. Within the Upper Cretaceous volcanic rocks, layers with different behaviours were also distinguished. The upper part structurally is represented by lava blocks and tectonic slices bounded by a cataclastic matrix, probably originating from lava flows, tuffs, and block-and-ash flows. The lower part structurally is represented mainly by lavas and pyroclastics, affected less or not affected by cataclastic deformation.

The results obtained in this study from a small area show that duplex structures and fan-shaped thrusts, which are regarded as characteristic structural styles in fold and thrust belts, are dominant in the Palaeozoic succession, and they also exist in the Upper Cretaceous unit. This implies that the Black Sea fold-thrust belt, which

was documented in the Western Pontides (Sunal and Tüysüz, 2002), also extends towards the Istanbul region, and the Sarıyer-Şile thrust is an important element of this system. At the end of the Cretaceous, with the closure of the Tethys Ocean, the Sakarya Zone in the south collided with the Istanbul Zone in the north. The compressive tectonic regime that continued after this collision caused the Pontides to gain fold-thrust belt character.

KATKI BELİRTME

Bu makale Karayolları Genel Müdürlüğü adına IC Holding tarafından inşası yapılmakta olan Kilyos-Sarıyer Tüneli güzergahının jeolojisinin anlaşılması için yapılan sondaj verilerine ve ilk yazar tarafından yapılan yüzey jeolojisi gözlemlerine dayanmaktadır. Söz konusu verilerin bu yayında kullanılmasına müsaade eden kurumlara; yine bu kapsamda yapılan çalışmaların kullanılmasına müsaade eden SYSTRA Firması Genel Müdürü Paolo Occidente'ye, eleştirileri ile makalenin zenginleşmesinde önemli katkıları olan hakemlere teşekkür ederiz.

ORCID

Okan Tüysüz  <https://orcid.org/0000-0001-8372-6998>

Caner Balkaya  <https://orcid.org/0009-0004-8786-5716>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Abdüselamoğlu, Ş. (1963). İstanbul Boğazı doğusunda mostra veren Paleozoyik arazide stratigrafik ve paleontolojik yeni müşahedeler, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 60, 1-6.
- Akartuna, M. (1963). Şile şaryajının İstanbul Boğazı kuzey yakalarında devamı. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 61, 14-20.
- Aysal, N., Keskin, M., Peytcheva, I. & Duru, O. (2017). Geochronology, geochemistry and isotope systematics of a mafic–intermediate dyke complex in the İstanbul Zone. New constraints on the evolution of the Black Sea in NW Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 464, SP464. <https://doi.org/10.1144/SP464.4>
- Babaoğlu, C., Topuz, G., Okay, A.I., Köksal, S., Wang, J-M. & Toksoy-Köksal, F. (2023). Middle Permian basic and acidic volcanism in the Istanbul zone (NW Turkey): evidence for post-Variscan extensional magmatism, *International Geology Review*, 65(21), 3435–3452. <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2188551>
- Barton, N., Lien, R. & Lunde, J. (1974) Engineering Classification of Rock Masses for the Design of Tunnel Support. *Rock Mechanics*, 6, 189-236.
- Baykal, A. F. (1943). Şile bölgesinin jeolojisi, *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri*, 3, 81s.
- Baykal, F. & Akartuna, M. (1953). Reponse à «Nouvelles Observations sur la tectonique de la region de Sarıyer-Zekeriya köy (NW de la Turquie)» de İ. Yalçınlar. *C.R.S. Soc.Geol. de France*, 13, 250-253.
- Baykal, F. ve Önalın, M. (1979). Şile Sedimenter Karışığı (Şile Olistostromu). *Altınlı Sempozyumu, Türkiye Jeoloji Kurumu/İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi*, 6-7 Mart 1979, 15–25.
- Baykal, A. F. ve Kaya, O. (1963). İstanbul Bölgesinde bulunan Karbonifer'in Genel Stratigrafisi, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 61, 1-11.
- Baykal, A. F. ve Kaya, O. (1966). İstanbul Boğazı kuzey kesiminin jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 10(1-2), 31-44. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/53189/705699>
- Bieniawski, Z.T. (1989). *Engineering rock mass classifications: a complete manual for engineers and geologists in mining, civil, and petroleum Engineering*. New York, Wiley, 251s.
- Bürküt, Y. (1966). *Kuzeybatı Anadolu'da Yer Alan Plutonların Mukayeseli Jenetik Etüdü* [Doktora Tezi]. İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, 271s.
- Chaput, E. & Hovasse, R. (1930). Notice preliminaire sur le Cretace superieur de Zekeriya Köy, au Nord de Constantinople. *Bulletin de la Faculté des Sciences de Stamboul*, 4, 1-16.
- Erdem, M. E., Özcan, E., Yücel, A. O., Okay, A. İ., Erbay, S., Kaygılı, S. & Yılmaz, İ. (2021). Late Campanian larger benthic foraminifera from the

- Zekeriya köy Formation (İstanbul, NW Turkey): taxonomy, stratigraphy, and paleogeography. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30, 1-21. <https://doi.org/10.3906/yer-2007-9>
- Gedik, İ., Timur, E., Duru, M. ve Pehlivan, Ş., 2005. 1/50.000 Ölçekli Türkiye Jeolojisi haritaları, İstanbul – F22d paftası: Pafta No. 10. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Görür, N., Monod, O., Okay, A. I., Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Sakıncı, M. & Akkök, R. (1997). Palaeogeographic and tectonic position of the Carboniferous rocks of the western Pontides (Turkey) in frame of the variscan belt. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 168(2), 197-205.
- Higgins, M. W. (1971). Cataclastic rocks, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 687, 97p.
- Hochstetter, F. V. (1870). Die geologischen Verhältnisse des östlichen Theiles der europäischen Türkei. *Jahrbuch der Kaiserlich Königlich Geologischen Reichsanstalt*, 20(3), 365-461.
- ISRM (1981). *Rock Characterization Testing and Monitoring*. Brown, E. (Ed.), Pergamon Press, Oxford, 211 p.
- Kaya, O. (1968). *İstanbul bölgesi Karbonifer stratigrafisi* [Doktora Tezi]. Ege Üniversitesi Fen Fakültesi.
- Kaya, O. (1971), İstanbul'un Karbonifer stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 14(2), 143-199. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/54955/753491>
- Kaya, O. ve Lys, M. (1980). İstanbul Boğazının Batı Yakasında (Kilyos) Yeni Bir Triyas Bulgusu. *MTA Dergisi*, 93-94, 20-26.
- Kaya, O. & Mamet, B. 1971. Biostratigraphy of the Visean Cebeciköy limestone near İstanbul, Turkey. *Journal of Foraminiferal Research*, 1, 77–81.
- Keskin, M. & Tüysüz, O. (2018). Stratigraphy, petrogenesis and geodynamic setting of Late Cretaceous volcanism on the SW margin of the Black Sea, Turkey. In M. D. Simmons, G. C. Tari & A. I. Okay (Eds), *Petroleum Geology of the Black Sea*. Geological Society, London, Special Publications, 464. <https://doi.org/10.1144/SP464.5>
- Keskin, M., Ustaömer, T. ve Yenişol, M. (2003). İstanbul kuzeyinde yüzeylenen Üst Kretase yaşlı volkano-sedimenter birimlerin stratigrafisi, petrolojisi ve tektonik konumu. *İstanbul'un jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 19-22 Aralık 2003. Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, 23-35.
- Keskin, M., Ustaömer, T. ve Yenişol, M. (2010). İstanbul kuzeyindeki Üst Kretase volkanojenik istiflerinin magmatik evrimi ve jeodinamik ortamı. Y. Örgün, ve S. Yılmaz Şahin (Ed.ler), *İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu-III Kitabı*. İTÜ, İstanbul, 130-180.
- Less, G., Özcan, R. & Okay, A. I. (2011). Stratigraphy and Larger Foraminifera of the Middle Eocene to Lower Oligocene Shallow-Marine Units in the Northern and Eastern Parts of the Thrace Basin, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 793–845. <https://doi.org/10.3906/yer-1010-53>
- Lom, N., Ülgen, S. C., Sakıncı M. & Şengör, A. M. C. (2016). Geology and stratigraphy of İstanbul region, In Sen S.(ed.), Late Miocene mammal locality of Küçükçekmece, European, Turkey. *Geodiversitas*, 38(2), 175-195.
- Mamet, B. L. (1973). Foraminiferal biostratigraphy of the Lower Carboniferous Trakya and Heybeliada formations, İstanbul region, Turkey. Kaya, O. (Ed), Paleozoic of İstanbul. *Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Kitaplar Serisi*, 137–143.
- McCallien W. J. & Ketin, İ. (1947). The Structure of Çamlıca etc. *Annales de l' Université d'Ankara*, 1, 209-226.
- Okay, A. C. (1947). Geologishe und petrographische Untersuchung des Gebietes zwischen Alemdağ, Karlıdağ und Kayışdağ in Kocaeli Bithynien, Türkei. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası Serie B, XII*, 269–288.
- Okay, A. İ., Satır, M. & Siebel, W., 2006. Pre-Alpide Palaeozoic and Mesozoic orogenic events in the Eastern Mediterranean region. D. G. Gee & R. A. Stephenson, (Eds.), *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society of London, *Memoirs*, 32, 389–405
- Okay, A.I. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. B.Durand, L. Jolivet, F. Horvath, & M. Seranne (Eds), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine*

- Orogen. Geological Society of London, Special Publications, 156, 475-515.*
- Önalın, M. (1982). *Pendik bölgesi ile Adaların jeolojisi ve sedimenter özellikleri* [Doçentlik tezi]. İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Jeoloji Bölümü.
- Özgül, N. (2011). *İstanbul il alanının jeolojisi* (yayımlanmamış rapor). İstanbul Büyükşehir Belediyesi Deprem Risk Yönetimi ve Kentsel İyileştirme Daire Başkanlığı Deprem ve Zemin İnceleme Müdürlüğü.
- Özgül, N. (2012). Stratigraphy and some structural features of the Istanbul Paleozoic. *Turkish Journal of Earth Sciences, 21*, 817-866.
- Paeckelmann, W. (1938). Neue Beiträge zur Kenntnis der Geologie, Palaontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinopel. *Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge, 186*, Berlin.
- Parejas, E. & Baykal, F. (1938). Une lame de charriage à Şile (Anatolie). *Publ. Inst. Geol. Univ. İstanbul, nouv ser., 1*, 1-5.
- Penck W. (1919). Grudzüge der Geologie des Bosphorus. *Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde an der Universität Berlin, Geographisch-naturwissenschaftliche Reihe, IV*, 1-71.
- Scholz, C. H. (1990). *The mechanics of earthquakes and faulting*. New York. Cambridge University Press. 439 p.
- Seymen, İ. (1995). İzmit Körfezi ve çevresinin jeolojisi. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi. E. Meriç (Ed.), *Kocaeli Valiliği Çevre Koruma Vakfı, 1-22*.
- Sibson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society (London), 133*, 191-213.
- Sunal, G. & Tüysüz, O. (2002). Palaeostress analysis of Tertiary post-collisional structures in the Western Pontides, Northern Turkey. *Geological Magazine, 139*(3), 343-359.
- Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakınç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X. & Rangin, C. (2004). The North Anatolian Fault: A new look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 33*, 37-112. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120415>
- Tüysüz, O. (2018). Cretaceous geological evolution of the Pontides. M. D. Simmons, G. C. Tari & A. I. Okay (Eds.), *Petroleum Geology of the Black Sea. Geological Society, London, Special Publications, 464*. <https://doi.org/10.1144/SP464.9>
- Tüysüz, O., Aksay, A. & Yiğitbaş, E. (2004). *Batı Karadeniz Bölgesinin Litostratigrafi Birimleri*. Litostratigrafi Birimleri Serisi 2, Stratigrafi Komitesi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Ülgen, S. C., Şengör, A. M. C., Keskin, M. & Aysal, N. (2022). The Bosphorus Volcano: remnants of an ancient volcano on an ancient city. *International Journal of Earth Sciences, 111*, 2017-2035. <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02213-1>
- Yalçınlar, İ. (1951). İstanbul civarının Paleozoik Arazisine Dair Yeni müşahedeler. *Türkiye Jeoloji Bülteni, 3*(1), 125-130. <https://dergipark.org.tr/pub/tjb/issue/50637/659588>
- Yalçınlar, İ. (1953). Nouvelles Observations sur la tectonique des regions de Sarıyer -Zekeriyaköy et de Şile (NW de la Turquie). *C. R. Somm. Soc. Géol. France, 5*, 71-73.
- Yavuz, O. ve Yılmaz, Y. (2010). İstanbul kuzeyi volkanitlerinin jeolojik, petrografik ve mineralojik özellikleri, *İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi, 9*(3), 38-46.
- Yenişol, M. ve Ercan, T. (1989/1990). İstanbul kuzeyinin jeolojisi, Üst Kretase volkanizmasının petrokimyasal özellikleri ve Pontid'lerdeki bölgesel yayılımı. *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 7*(1-2), 125-147.
- Yılmaz, İ. (1977), Sancaktepe granitinin (Kocaeli Yarımadası) mutlak yaşı ve jenezi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 20*, 17-21. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/64643/987497>
- Yılmaz-Şahin, S., Aysal, N. & Güngör, Y. (2012). Petrogenesis of Late Cretaceous Adakitic Magmatism in İstanbul Zone (Çavuşbaşı granodiorite, NW Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences, 21*: 1029-1045. <https://doi.org/10.3906/yer-1005-15>



**Anadolu'nun MIS 9 Karasal Karbonat Kayıtları ve Paleoklimsel Çıkarımlar:
Örtülü/Sarıkavak (Afyon), Karahallı (Uşak) ve Bahçecik (Gümüşhane)**

*The MIS 9 Terrestrial Carbonate Records in Anatolia and their Palaeoclimatic Implications at Örtülü/
Sarıkavak (Afyon), Karahallı (Uşak) and Bahçecik (Gümüşhane)*

Ezher Tagliasacchi^{1*}, Mine Sezgül Kayseri-Özer², Raif Kandemir^{3,4}

¹ Pamukkale Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 20070 Kınıklı-Denizli, Türkiye

² Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknoloji Enstitüsü, 35340 İzmir, Türkiye

³ Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 53100 Rize, Türkiye

⁴ Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080-Trabzon, Türkiye

• Geliş/Received: 04.11.2023

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 03.03.2024

• Kabul/Accepted: 04.03.2024

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 29.04.2024

• Baskı/Printed: 31.08.2024

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Denizel izotop fazlarından biri olan ve buzul arası döneme karşılık gelen MIS 9 dönemi, günümüzdeki sıcak dönem için bir analog olarak görülmektedir. Ancak karasal karbonat çökellerinden bu döneme ait veriler oldukça sınırlıdır. Bu çalışmada, Anadolu'nun farklı bölgelerinde yüzlek veren traverten ve tufa gibi karasal karbonatların MIS 9 buzul arası dönemine ait kayıtları incelenmiştir. Bu amaçla, GB-Anadolu'dan iki lokasyona (Örtülü/Sarıkavak (Afyon) ve Karahallı (Uşak)) ve KD-Anadolu'dan bir lokasyona (Bahçecik, Gümüşhane) ait karasal karbonat çökellerinin MIS 9 verileri, ayrıntılı olarak incelenmiştir. Sedimantolojik, izotopik ve palinolojik verilerin ışığında, MIS 9 buzul arası dönemin ortamsal ve iklimsel koşulları ortaya konmuştur. MIS 9 döneminde çökeline devam etmiş olan Örtülü travertenleri, sığ bir göl ortamında çöküntü depolanma sistemi içinde çökelerken Sarıkavak tufaları ise orta-yüksek eğimli bir topoğrafyanın egemen olduğu, akarsu ortamında çökelmişlerdir. Karahallı travertenleri ise, tektonizmanın etkin olduğu sığ bir göl kenarı ortamında çökelmişlerdir. Bir diğer çalışma alanı olan Bahçecik travertenleri ise, çöküntü ve yamaç depolanma sistemi içinde çökelmiş traverten oluşuklarıdır. MIS 9 döneminde, GB-Anadolu'da yer alan Karahallı travertenleri ve Örtülü/Sarıkavak karasal karbonatlarında $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotopları, pozitif yakın (% -0,47 ile % 1,86) değerler sunarken $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop değerleri ise negatiftir (% -9,67 ile % -8,72). Ancak KD-Anadolu'da MIS 9 dönemine ait duraylı izotop değerlerinde önemli bir farklılık gözlenmiştir. $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerleri daha pozitif (% 4,5 ile % 5,0) iken, $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise çok daha negatiftir (% -14,67 ile % -14,6). Karbon ve oksijen izotop değerlerindeki bu belirgin farklılık, yağış/buharlaştırma ile doğrudan ilişkilidir. Palinolojik kayıtlara göre, MIS 9e ve MIS9a arasında önemli bir farklılık kaydedilmiş ve nemlilikte göreceli bir değişim tespit edilmiştir. Elde edilen tüm veriler ışığında, Anadolu'da MIS 9 dönemi, belli dönemlerde yağışın azaldığı kuraklaşmanın hüküm sürdüğü iklimsel dalgalanmalar gösterse de genel itibarıyla daha ılıman ve yağışlı bir dönem olduğu söylenebilir.

Anahtar Kelimeler: Anadolu, duraylı izotop, karasal karbonatlar, MIS 9, paleoklim, palinolojik

Abstract: *The MIS 9, one of the Marine Isotope Stages (MIS) that corresponds to an interglacial period, is considered as an analogue for the present warm period. However, data from terrestrial carbonate sediments for this period are limited. In this study, records of terrestrial carbonates such as travertine and tufa, which crop out in different locations in Anatolia, were investigated of the MIS 9 interglacial period. For this purpose, the MIS 9 data of terrestrial*

carbonates at two locations in SW-Anatolia, (Örtülü/Sarıkavak, Afyon) and (Karahallı, Uşak) were evaluated, and one location from NE-Anatolia (Bahçecik, Gümüşhane). In light of the sedimentological, isotopic and palynological data, the environmental and palaeoclimatic conditions of the MIS 9 interglacial period were revealed. The Örtülü travertines and Sarıkavak tufa, which continued to be precipitated during the MIS 9 period, were accumulated in a depression depositional system and a fluvial system dominated by medium-highly inclined topography, respectively. Karahallı travertines were deposited in a shallow lake margin environment where tectonism was active. Bahçecik travertines were deposited within depression and slope depositional systems. In the MIS 9 period, $\delta^{13}\text{C}$ stable isotopes values of the Karahallı and Örtülü/Sarıkavak terrestrial carbonates were close to positive (-0.47 to 1.86 ‰), while $\delta^{18}\text{O}$ stable isotope values were negative (-9.67 to -8.72‰). However, a significant difference is observed in the stable isotope values of the MIS 9 period in NE-Anatolia. While $\delta^{13}\text{C}$ isotope values are more positive (4.5 to 5.0 ‰), $\delta^{18}\text{O}$ values are much more negative (-14.67 to -14.6‰). This difference in these carbon and oxygen isotope values is directly related to wetter/drier conditions. According to palynological records, a significant difference was recorded between MIS 9e and MIS 9a, with a changing humidity, relatively. In the light of all data obtained, it can be said that the MIS 9 in Anatolia was generally a milder period, although it showed climatic fluctuations with decreased rainfall within arid conditions.

Keywords: Anatolia, MIS 9, palaeoclimatology, palynology, stable isotope, terrestrial carbonates

GİRİŞ

Kuvaterner dönemindeki iklim değişimleri, bir dizi ılıman-sıcak ve kurak-soğuk fazlarının dalgalanmaları ile karakterize edilmektedir (Imbrie vd., 1993). Bu değişimleri detaylı bir şekilde anlayabilmek için traverten/tufa çökelleri (Pedley vd., 1996; Andrews, 2006; Sun ve Liu, 2010; Özkul vd., 2013; Capezzuoli vd., 2014; Dabkowski vd., 2015; Sancho vd., 2015; Toker vd., 2015; Tagliasacchi ve Kayseri-Özer, 2018; Tagliasacchi ve Kayseri-Özer, 2020), mağara sarkıt, dikitleri (Kaufmann ve Dreybrodt, 2004; Fleitmann vd., 2009; Baldini, 2010; Rowe vd., 2012; Merz vd., 2022), Antarktika'dan buzul örnekleri (Brook ve Buizert, 2018; Petit vd., 1999) ve lös-paleosol istifleri (Sun vd., 1999; Frechen vd., 2001; Wu vd., 2023), çeşitli araştırmacılar tarafından çalışılmıştır. Traverten/tufa gibi karasal karbonat çökellerinin iklimsel duyarlılığı çok iyi bilinmektedir (Pazdur vd., 1988; Ford ve Pedley, 1996; Andrews vd., 1997; Andrews, 2006; Capezzuoli vd., 2014; 2022) ve bu çökellerin iklim değişimlerine olan duyarlılıkları sayesinde denizel izotop fazlar (Marine Isotope Stage; MIS) ile rahatlıkla karşılaştırılabilmektedirler (Rickets vd., 2019; Frank vd., 2000; Peña vd., 2000;

Minissale vd., 2002; Brasier vd., 2010; Toker vd., 2015; Tagliasacchi ve Kayseri-Özer, 2018; Tagliasacchi ve Kayseri-Özer, 2020; Kandemir vd., 2021). Denizel izotopik fazlar (MIS), yağışlı-sıcak ve kurak-soğuk döngülerin değişimini gösteren denizel karot numunelerindeki bentik foraminiferlerin oksijen izotop kayıtlarından elde edilmişlerdir (Porter ve An, 1995).

Traverten ve tufa gibi karasal karbonatların çökelim sırasındaki yaşlarının, denizel izotop fazlar ile korele edilebiliyor olması, geçmiş iklim değişimlerini anlamak açısından bu çökelleri son yıllarda daha önemli hale getirmiştir (Minissale vd., 2002; Facenna vd., 2008; Özkul vd., 2013; Bertini vd., 2014; Toker vd., 2015; Tagliasacchi ve Kayseri-Özer, 2018; Tagliasacchi ve Kayseri-Özer, 2020; Kandemir vd., 2021; Tagliasacchi vd., 2024). Traverten ve tufa gibi karasal karbonatlar üzerine yapılan önceki çalışmalar, genellikle, çok-disiplinli analiz çalışmalarından elde edilen proksimal yaklaşımlarla gerçekleştirilmiştir. Bu analizler; radyometrik tarihlendirme (^{14}C , U/Th ve U/Pb gibi), duraylı izotop verileri ($\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$), petrografik incelemeler (ince kesit) ve palinolojik bulgulardır (polen ve spor içerikleri).

Denizel izotopik fazlardan biri olan MIS 9 dönemi, yaklaşık 335-280 bin yıl (by) aralığındaki buzul arası dönemi göstermektedir (Railsback vd., 2015) ve bu dönem, kıta Avrupa'sında Holstein, Alp'lerde Mindel-Riss buzul-arası dönemi olarak adlandırılmaktadır. MIS 9 buzul arası dönemi, çok daha fazla çalışılmış olan MIS 1 (Holosen) ve Eemiyen fazı olarak da bilinen (MIS 5e) buzul arası dönemlerinden biri gibi düşünülebilir (Regattieri vd., 2018). MIS 9, üç ısınma (9a, 9c ve 9e) ve 2 soğuma (9b ve 9d) alt fazları olmak üzere toplam 5 alt fazdan oluşmakta ve MIS 9e alt fazı, en yağışlı ve ılıman iklim koşullarını yansıtmaktadır (Railsback vd., 2015). Aynı zamanda, MIS 9e alt fazı, sanayi öncesi dönemin en yüksek atmosferik CO₂ konsantrasyonuna sahip olduğu önceki çalışmalarda belirtilmiştir (yaklaşık 300 ppm, Nehrbass-Ahles vd., 2020).

Bu çalışmada, Çibaniyen'de (orta Pleyistosen: 774-129 by; Cohen vd., 2020; Head, 2021; Kazancı, 2021) yer alan, MIS 9 buzul arası dönemin Anadolu'daki etkisi, karasal karbonatlardan elde edilen çok-disiplinli verilerle mercek altına alınmıştır. Bunun için, 3 ayrı pilot alandaki (Örtülü/Sarıkavak, Karahallı ve Bahçecik) traverten/tufa çökellerinin MIS 9 fazına ait bulguları (U/Th, $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$, palinolojik veriler), ayrıntılı olarak irdelenmiş ve bu buzul arası döneme ait kayıtlar, Balkanlar'da Makedonya'nın güneybatısındaki Ohrid Gölü yakınlarındaki mağara çökelleri (Regattieri vd., 2018) ve Yunanistan'nın kuzeydoğusundaki Tenaghi Philippon turba çökelleri ile karşılaştırılmıştır (Fletcher vd., 2013). Böylelikle, Anadolu'da Çibaniyen zamanda günümüzün ılıman döneminin analogu olarak kabul edilen MIS 9 buzul arası dönemine ait iklimsel bulgular ilk kez bu çalışma ile tartışmaya açılmıştır.

İNCELEME ALANLARININ GÜNÜMÜZDEKİ İKLİM DURUMU

İncelenen çalışma alanlarından Örtülü/Sarıkavak ve Karahallı, İç Ege Bölgesi'nde karasal iklimin etkisinde ve Akdeniz iklim kuşağında yer almaktadır. Sıcaklık kuşakları açısından Ege Bölgesi ılıman iklim kuşağında bulunur. İç Ege Bölgesi'nin kıyıda daha uzak oluşu, karasal iklimin bölgede daha etkili olmasını sağlamıştır. Buna göre, bölgede yazları sıcak ve kurak, kışları ise iç Anadolu'ya göre daha ılık geçen bir karasal iklim koşulları egemendir. Ege Denizi üzerinden gelen bulutların getirdiği yağışlar da bu bölgedeki ılımanlığı arttırmaktadır. Senelik yağış miktarı 430 mm ile 725 mm arasında değişmekte ve yağışlar ağırlıklı olarak kış aylarında görülmektedir (Şensoy vd., 2019).

Bir diğer çalışma alanı olan Bahçecik, doğu Karadeniz iç bölgesinde yer almaktadır (Şekil 1). Karasal iklim ile Doğu Karadeniz Bölgesinin iklimi arasında bir geçiş göstermektedir (Şensoy vd., 2019). Kuzeyinde yer alan dağ kuşakları, soğuk ve nemli kuzey rüzgârlarını engellemektedir. Bu nedenle, Doğu Karadeniz havzasında kalan bölgelerde iklim nemli ve ılıktır. Yağışlar kışın ve ilkbaharda daha çoktur ve yıllık ortalama toplam yağış miktarı 842 milimetredir (Şensoy vd., 2019).

İNCELEME ALANLARI

Bu çalışmada, karasal karbonat çökellerinin yüzlek verdiği ve MIS 9 döneminin tespit edilebildiği 3 ayrı lokasyon inceleme alanı olarak belirlenmiştir. Bu alanlardan ikisi Batı Anadolu'da yer alırken, diğeri KD-Anadolu'da bulunmaktadır (Şekil 1). Çalışma alanlarının MIS 9 buzul arası dönemine ait verileri (radyometrik yaş, duraylı izotop ve palinolojik bulgular) bu bölümde özetlenmiştir.



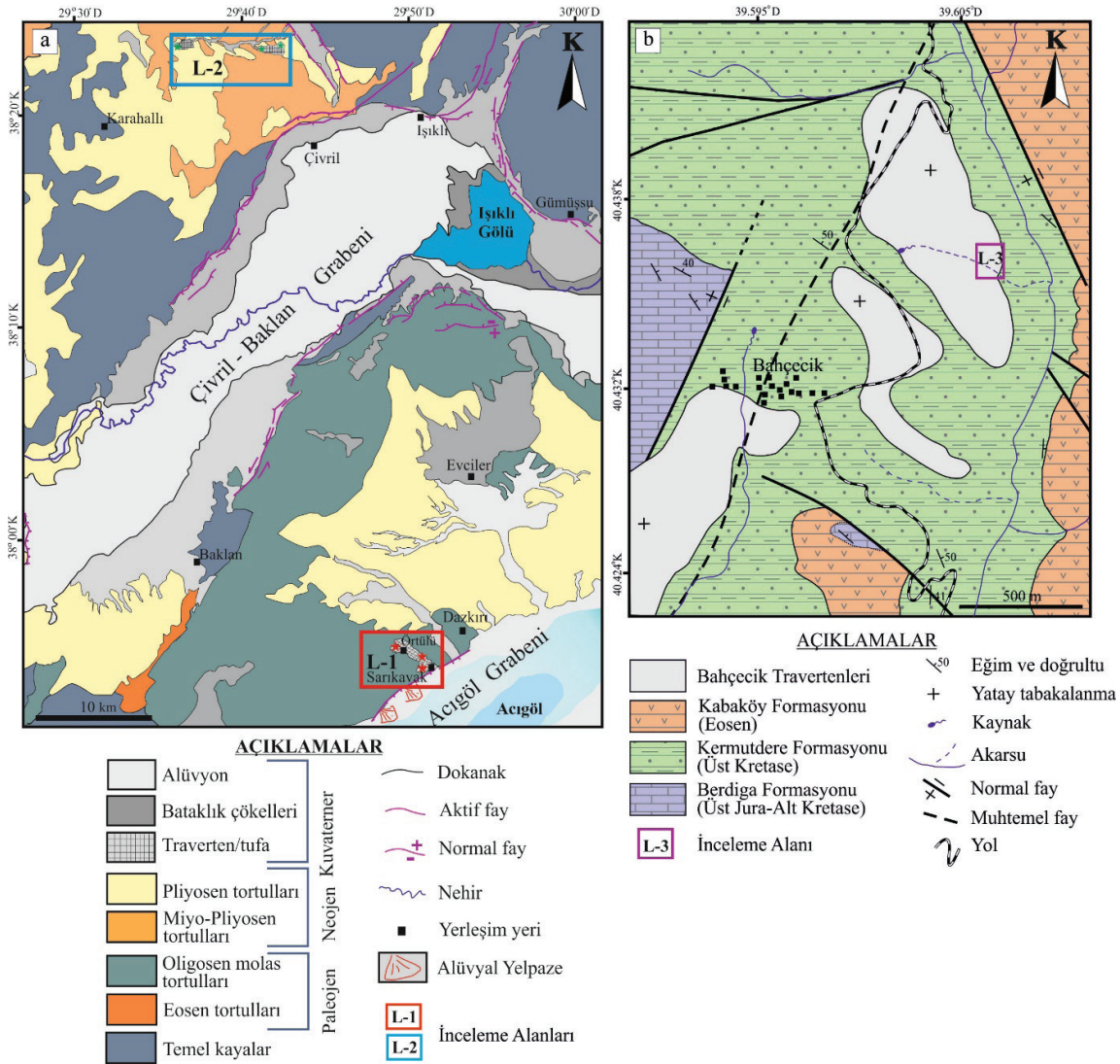
Şekil 1. Anadolu'nun Google Earth uydu görüntüsü ve incelenen lokasyonların yerleri; Örtülü/Sarıkavak (L-1), Karahallı (L-2) ve Bahçecik (L-3)

Figure 1. Satellite image of Anatolia and locations of the investigated areas: Örtülü/Sarıkavak (L-1); Karahallı (L-2), and Bahçecik (L-3).

Lokasyon-1 (Örtülü/Sarıkavak Karasal Karbonat Çökelleri, L-1)

Örtülü/Sarıkavak karasal karbonatları, KD-GB uzanımlı Acıgöl Grabeni'nin kuzeyinde yer alan Afyon iline bağlı Örtülü ve Sarıkavak Köylerinde yüzlek vermektedir (Şekil 1). Bu karasal karbonatlar, Örtülü Köyü ve çevresinde, hidrotermal çıkışlı traverten çökelleri olarak temsil edilirken, güneye doğru (Sarıkavak tufa) akarsu tufa çökellerine geçiş göstermekte ve graben sınırına kadar devam etmektedir (Şekil 2a). Oligosen yaşlı molas karakterindeki konglomeratik istifin üzerinde uyumsuz olarak depolanan (Toker 2009) bu karasal karbonatların kalınlığının, yapılan sondaj çalışmaları sonucunda ~20m olduğu tespit edilmiştir (Tagliasacchi-Toker, 2018; Tagliasacchi ve Kayseri-Özer,

2020). Örtülü travertenleri, laminalı (*laminated*), kristalin kabuk (*crystalline crust*), çalı (*shrub*), kamış (*reeds*), ince sal yapıları (*paper-thin raft*), pizolit, havza-içi taneler (*intraclasts*) ve havza-dışı taneler (*extraclasts*) gibi belirgin litotiplerden oluşmaktadır (Tagliasacchi-Toker, 2018). Sarıkavak tufa çökelleri, yosun (*moss*) tufa fasiyesi (makrofit ve briyofit), fitoklastik tufa, mikritik tufa, intraklastik tufa, stromatolitik tufa gibi fasiyeslerden meydana gelmektedir (Şekil 3; Tagliasacchi ve Kayseri-Özer, 2020). U/Th radyometrik tarihlendirmelerine göre, traverten çökeli, yaklaşık 308by önce (MIS 9b) durmuş olmasına rağmen, tufa çökeli, ~80±1,5by (MIS 5) zamanına kadar devam etmiştir (Şekil 4a, b; Toker, 2017).



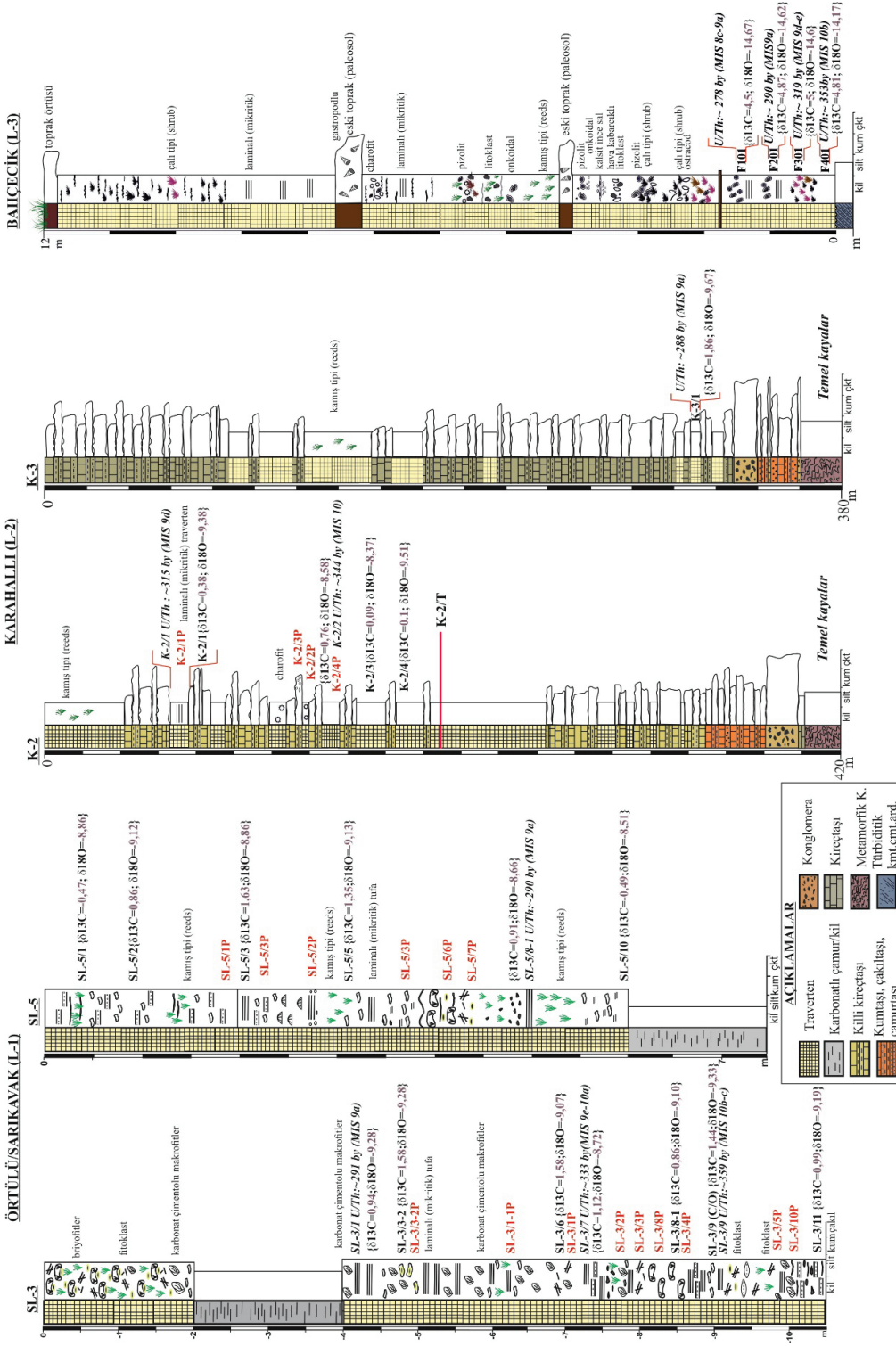
Şekil 2. İnceleme alanları ve çevresinin genelleştirilmiş şematik jeoloji haritası. **a)** Örtülü/Sarıkavak (L-1) ve Karahallı (L-2); **b)** Bahçecik (L-3) (Özalp vd., 2018; Tagliasacchi ve Kayseri-Özer, 2020; Kandemir vd., 2021; Tagliasacchi vd., 2024'ten değiştirilmiştir).

Figure 2. Simplified schematic geological map of the investigated sites and surroundings. **a)** Örtülü/Sarıkavak (L-1) and Karahallı (L-2); **b)** Bahçecik (L-3) (modified from Özalp et al., 2018; Tagliasacchi and Kayseri-Özer, 2020; Kandemir et al., 2021; Tagliasacchi et al., 2024).

Lokasyon-2 (Karahallı Travertenleri, L-2)

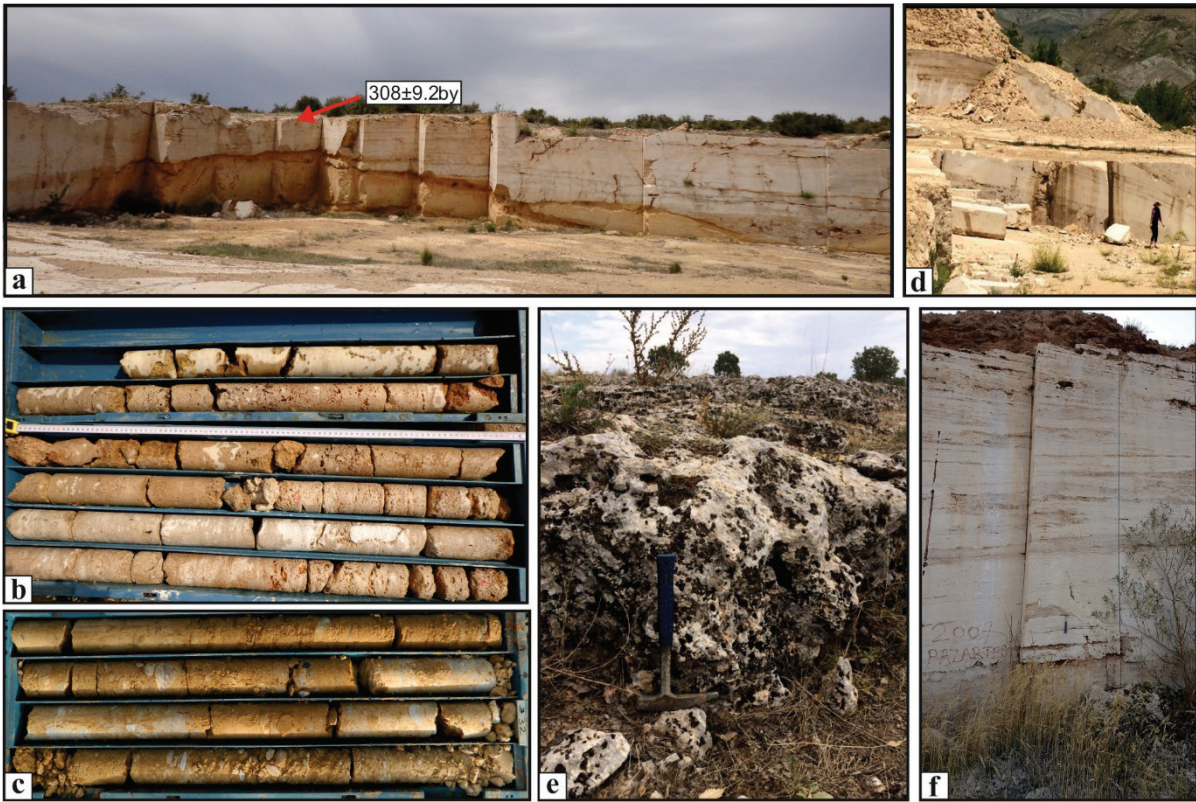
Karahallı traverten çökelleri, Batı Anadolu'da KD-GB uzanımlı Çivril-Baklan Grabeni'nin (Özalp vd., 2018; Tagliasacchi vd., 2024) kuzeyinde yer alan Karahallı (Uşak) yerleşkesinin kuzeydoğusunda yüzlek vermektedir (Şekil 2a). Bu karasal karbonatlar, yaklaşık >600by

öncesinden (Gelasian?-Çibaniyen) bölgedeki genişleme tektoniğine bağlı olarak çatlaklardan sızan karbonatça zengin suların bir çöküntü (sığ havuz) depolanma sistemi içerisinde çökmesiyle oluşmuşlardır. Travertenler, laminalı, kamış tipi, pizoidal, havza-içi taneli, havza-dışı taneli litofasiyeler ile karakterize edilmektedir (Şekil 3).



Şekil 3. İnceleme alanlarının (Sarıkavak, Karahallı ve Bahçecik) ölçülü sedimanter kesitleri. Sarıkavak sondaj karotlarından (SL-3 ve SL-5) elde edilen ölçülü kesitler, bu çalışmada ayrıntılı olarak incelenmiştir. Karahallı (L-2) ölçülü kesiti, Tagliasacchi vd., 2024 ve Bahçecik ölçülü kesiti (L-3) Kandemir vd., 2021 çalışmalarından değiştirilerek hazırlanmıştır.

Figure 3. Measured section of the investigated areas (Sarıkavak, Karahallı and Bahçecik). Sarıkavak (SL-3 and SL-5) measured sections obtained from drilling logs are prepared in this study. Karahallı (L-2) measured section is modified from Tagliasacchi et al., 2024 and Bahçecik (L-3) measured section is modified from Kandemir et al., 2021.



Şekil 4. Çalışma alanlarının (Örtülü/Sarıkavak, Karahallı ve Bahçecik) arazideki görünüşleri. **a)** Örtülü köyü (L-1) terk edilmiş traverten ocağının arazideki görünüşü ve U/Th yaşı (Tagliasacchi-Toker, 2018). **b)** Sarıkavak tufa çökeltilerinden (L-1) alınan karot örneği. **c)** Karahallı travertenlerinden (L-2) alınan sondaj karot örneği. **d)** Yamaç depolanma sistemi içinde çökelmiş Bahçecik travertenlerinin arazideki görünüşü (L-3) **e)** Karahallı travertenlerinin arazideki görünüşü. **f)** Sığ göl ortamında çökelmiş Bahçecik travertenlerinin yakından görünüşü (L-3).

Figure 4. Field view of the investigated sites (Örtülü/Sarıkavak, Karahallı and Bahçecik). **a)** The abandoned travertine quarry in Örtülü village (L-1) and U/Th dating (Tagliasacchi-Toker, 2018). **b)** Drilling core logs obtained from Sarıkavak tufas (L-1). **c)** Drilling log from the Karahallı travertines (L-2). **d)** Panoramic view of Bahçecik travertines (L-3) deposited in Slope Depositional System. **e)** Outcrop of the Karahallı travertines. **f)** Closer view of Bahçecik travertines (L-3) precipitated in shallow pool environment.

Traverten çökeliminin duraksamaya uğradığı dönemlerde eski toprak (paleosol) seviyeleri görülmektedir (Tagliasacchi vd., 2024). Çöküntü depolanma sistemi (*depression depositional*) ve bataklık/palustrin ortamlarında depolanan bu travertenlerde gastropod, ostrakod fosil kavkaları yaygın olarak gözlenmektedir (Tagliasacchi vd., 2024). Travertenlerden elde edilen U/Th yaşlarına göre, çökelim $\sim 288,99 \pm 57$ by (MIS 9a) boyunca devam etmiştir. Travertenlerin toplam kalınlığı, yer yer değişiklik gösterse de, ortalama olarak ~ 40 m civarındadır. Bu karasal karbonatlar, su

geliminde azalma, kuraklık gibi çeşitli etkenlere bağlı olarak yer yer çökelimleri durmuş ve killi, siltli kırıntılı birimler havza içini doldurmuşlardır (Şekil 4c ve e; Tagliasacchi vd., 2024).

Lokasyon-3 (Bahçecik Travertenleri, L-3)

Bahçecik travertenleri, KD-Anadolu'da Sakarya Zonu'nun doğusunda, Gümüşhane ilinin 12 km batısında Bahçecik Köyü'nün kuzeydoğusunda yer almaktadır (Şekil 1 ve 2b). Bu karasal karbonat çökeltileri, çalı tipi (*shrub*), kristalin

kabuk (*crystalline crust*), kamış (*reeds*), laminalı (*laminated*), pizolit ve onkoidal, kalsit ince sal yapıları ve hava kabarcıklı yapılar (*calcite-thin raft* ve *coated gas bubbles*), litoklast gibi litofasiyelerden oluşmakta ve traverten çökelinin duraksadığı süreçlerde ise, maksimum 50 cm kalınlığında, kahverengimsi sarı renkli eski toprak (paleosol) seviyeleri gözlenmektedir (Şekil 3; Kandemir vd., 2021). Travertenlerin kalınlığı yaklaşık 12 metredir. U/Th tarihlendirme sonuçlarına göre, Bahçecik travertenlerinin çökeli (MIS 10-8) buzul ve buzul arası dönemlerinde de devam etmiştir (Şekil 4d ve f; Kandemir vd., 2021).

MATERYAL ve YÖNTEM

Bu çalışmada, Sarıkavak tufa çökellerinden elde edilen yeni analiz sonuçları ve daha önce inceleme alanlarında yayınlanmış olan veriler (Toker, 2017; Tagliasacchi-Toker, 2018; Tagliasacchi ve Kayseri-Özer, 2020; Kandemir vd., 2021; Tagliasacchi vd., 2024) bir bütün olarak değerlendirilmiştir. Sarıkavak tufa çökellerine ait sondaj karot (SL-3 ve SL-5) örneklerinden elde edilen numunelerin, U/Th, duraylı izotop ($\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$) ve palinolojik analizleri gerçekleştirilmiştir.

Radyometrik tarihlendirme için, Sarıkavak karot numunelerinden özellikle beyaz renkli, düşük birincil gözenekliliğe sahip, karbonatlı seviyeler seçilmiş ve toplam 4 adet (SL-3/1, SL-3/7, SL-3/9, SL-5/8-1) tufa/traverten örnekleri U/Th analizi için hazırlanmıştır. U/Th radyometrik analiz, UQAM GEOTOP Laboratuvarında (Quebec, Kanada) gerçekleştirilmiştir. Bu analiz için Ludwig modeli kullanılmıştır (Ludwig ve Paces, 2002).

Duraylı izotop analizleri, Arizona Üniversitesi (ABD, Arizona) Yerbilimleri Bölümü, Duraylı izotop Laboratuvarında gerçekleştirilmiştir.

Palinolojik analizler, Direnç Jeolojik Danışmanlık (Ankara) laboratuvarında

gerçekleştirilmiştir. Sporomorfların tayininde Dokuz Eylül Üniversitesi Palinoloji Laboratuvarında bulunan referans koleksiyon kullanılmıştır. Çalışma kapsamında ayrıca, Erdtman (1943), Faegri ve Iverson (1989), Moore vd. (1991) ve Beug (2004) atlaslarından ve çok sayıda makale ve katalogdan yararlanılmıştır. Palinomorf yüzde bollukları diyagramı TiliaGrap Programı kullanılarak hazırlanmıştır.

MIS 9 BUZULARASI DÖNEMİNE AİT BULGULAR

Radyometrik Tarihlendirme ve Duraylı İzotop Verileri

Bu çalışmada, 353,186 by ile 278,325 by zaman aralığının kaydedildiği toplam 14 adet U/Th radyometrik yaş verisi derlenmiştir (Çizelge 1; Tagliasacchi-Toker, 2018; Tagliasacchi ve Kayseri-Özer, 2020; Kandemir vd., 2021; Tagliasacchi vd., 2024). Traverten ve tufa çökellerinden elde edilen bu yaş verilerinin 7'si Örtülü/Sarıkavak (L-1)'a, 3'ü Karahallı (L-2)'ya ve 4'ü Bahçecik (L-3)'e aittir (Çizelge 1). Bu çalışma kapsamında, Sarıkavak traverten ve tufa çökellerinden 4 adet yeni radyometrik yaş verisi elde edilmiştir (Çizelge 1).

Bununla birlikte, U/Th radyometrik yaş analizlerinin yapıldığı traverten ve tufa örneklerinden duraylı izotop oranı analizleri de gerçekleştirilmiştir. Çizelge 1'de $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop değerleri verilmektedir. Buna göre, en düşük negatif ($\delta^{18}\text{O}$) duraylı izotop değeri (‰ -14,67), 278 by'da Bahçecik travertenlerinde görülürken, en yüksek oksijen duraylı izotop değeri (‰ -8,58), Karahallı traverten çökellerinde 344 by zamanında gözlenmiştir. $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise ‰ -0,76 ile ‰ 5 aralığında değişmektedir (Çizelge 1). En düşük pozitif karbon duraylı izotop değeri (‰ -0,76) Karahallı traverten çökellerinden 344 by yaşına karşılık gelirken, en yüksek pozitif karbon izotop değeri (‰ 5), Bahçecik travertenlerinden (319 by) elde edilmiştir (Çizelge 1).

Çizelge 1. İnceleme alanlarından (L-1, L-2 ve L-3) elde edilen U/Th yaş ve duraylı izotop değerleri.

Table 1. U/Th dating and stable isotopic values of investigated areas (L-1, L-2, and L-3).

Örnek No	U/Th Yaşları (by)	Denizel izotop Fazları (MIS)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰V-PDB)	Litoloji	Kaynaklar
Sarıkavak (L-1)						
14SK-08	308,87±9.20	MIS 9c	1,50	-9,76	Traverten	Tagliasacchi-Toker (2018)
SL-2/9	295,80 ±63	MIS 9a-b	0,49	-10,09	Tufa	Tagliasacchi ve Kayseri-Özer (2020)
SL-3/1	291,03 ±28	MIS 9a	0,94	-9,28	Mikritik tufa	Bu çalışma
SL-3/7	333,94±80	MIS 9e-10a	1,12	-8,72	Mikritik tufa	Bu çalışma
SL-3/9	359,2±21	MIS 10b-c	1,44	-9,33	Tufa	Bu çalışma
SL-5/8-1	290,64±19	MIS 9a	-0,47	-8,86	Tufa	Bu çalışma
SL-7/10	313,34 ±21	MIS 9c-d	0,02	-8,70	Mikritik tufa	Tagliasacchi ve Kayseri-Özer (2020)
Karahallı (L-2)						
K-2/1	315,03±37841	MIS 9d	-0,38	-9,38	Traverten	Tagliasacchi vd. (2024)
K-2/2	344,44±26773	MIS10a	-0,76	-8,58	Traverten	Tagliasacchi vd. (2024)
K-3/1	288,92±57786	MIS 9a	1,86	-9,67	Traverten	Tagliasacchi vd. (2024)
Bahçecik (L-3)						
F101	278,325 ± 15862	MIS 8c-9a	4,5	-14,67	Traverten	Kandemir vd. (2021)
F201	290,923 ± 17996	MIS 9a	4,87	-14,62	Traverten	Kandemir vd. (2021)
F301	319,072 ± 11326	MIS 9d-e	5	-14,6	Traverten	Kandemir vd. (2021)
F401	353,186 ± 28226	MIS10b	4,81	-14,17	Traverten	Kandemir vd. (2021)

Palinolojik Kayıtlar

Sarıkavak tufalarında MIS 9 döneminde çökelmiş tortullara ait sporomorf toplulukları, traverten çökellerinden, paleosol (eski toprak) seviyelerinden ve sondaj karot örneklerinden elde edilmiştir (Şekil 3 ve 5). Bu palinofloraların, U/Th yaş bulguları göz önünde bulundurulduğunda, MIS 9e, 9d-c ve 9c ılık ve serin alt fazlarına ait olduğu gözlenmiştir. MIS 9e palinoflorası gymnosperm polenlerden Pinaceae-*Pinus haploxylon* ve *diploxylon* tipleri ve *Cedrus* bollukları ile temsil edilmektedir. Ayrıca, flora içerisinde *Pterocarya* bol olarak kaydedilmiştir. Sarıkavak alanında MIS 9 d-c geçişine ait sporomorf topluluğu MIS 9e sürecine benzer olarak, gymnosperm polenlerden Pinaceae-*Pinus haploxylon* ve *diploxylon* tipleri yüksek yüzdeli olarak tanımlanmıştır. Ayrıca, bu palinoflora içerisinde odunsu bitkilerden

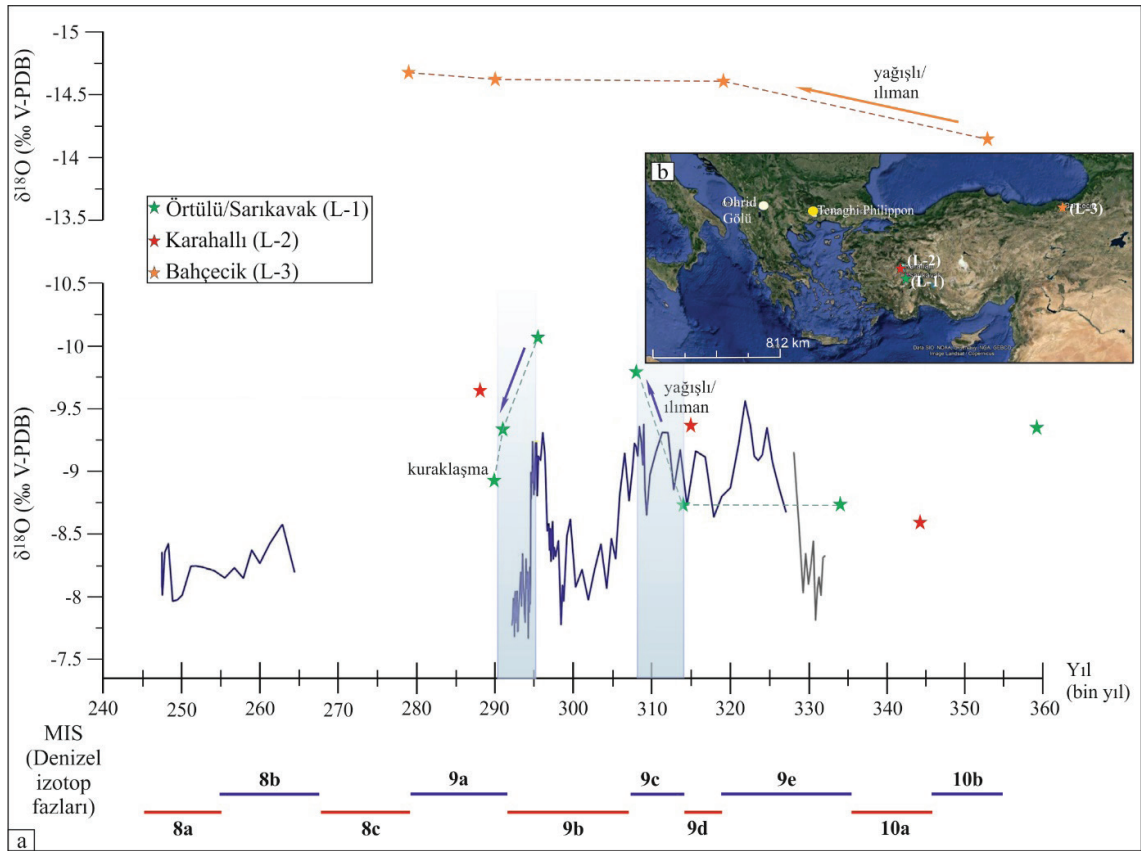
Fagaceae-*Quercus* herdem yeşil tip, Oleaceae ve Cyrillaceae bol olarak belirlenmiştir. MIS 9d-c geçişine ait palinoflora içerisinde otsul bitkilerden *Artemisia* (% 5) düşük yüzdeli olarak kayıt edilmiştir. Sarıkavak alanında MIS 9c fazına ait gymnosperm polenlerden Pinaceae-*Pinus haploxylon* ve *diploxylon* tiplerinin yüzde bolluklarında belirgin bir azalış gözlenmiştir. Ayrıca, palinoflora içerisinde Fagaceae-*Quercus* herdem yeşil tipe ait yüzdesi azalmış ve *Pterocarya*, *Alnus*, Fabaceae, *Plantago* ve *Potamegatton* az bol olarak palinoflora içerisinde kaydedilmiştir. MIS 9c'ye ait palinoflora içerisinde otsul angiosperm polenlerin yüzdesi ve çeşitliliği belirgin bir şekilde artmıştır ve bu otsul bitkiler *Scabiosa*, Asteraceae-Tubuliflorea ve Ligulifloreae tipleri, *Artemisia* ve Chenopodiaceae-Amaranthaceae ile temsil edilmektedir (Şekil 5).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Anadolu'da MIS 9 Küresel Isınma Dönemi

Bu çalışmada, Anadolu'daki MIS 9 buzul arası dönemini daha iyi anlayabilmek için, MIS 9 ve MIS 8 dönemlerine ait iklimsel kayıtlara sahip Örtülü/Sarıkavak, Karahallı ve Bahçecik karasal karbonatları hem birbirleriyle ve hem de güney Balkanlar'daki speleothem çökellerinin duraylı izotop kayıtlarıyla ($\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$) karşılaştırılmıştır (Şekil 6). Ohrid Gölü'nün (Makedonya) kuzeydoğusunda yer alan bu

mağara, 633 by geçmişe kadar gidilebilen düzenli iklim kayıtlarının alınabildiği, MIS 9 sürecindeki iklimsel koşulların kesiksiz olarak belirlendiği duraylı izotop veri setine sahiptir (Wagner vd., 2017; Regattieri vd., 2018). Bununla birlikte, bu çalışmada elde edilen verilerle, Doğu Akdeniz'deki MIS 9 dönemine ait kayıtların çok iyi korunduğu Yunanistan'ın kuzeydoğusundaki Tenaghi Philippon turba çökellerinin palinolojik bulgularıyla da karşılaştırılmıştır (Fletcher vd., 2013).



Şekil 6. a) Ohrid Gölü'nün kuzeydoğusunda yer alan mağara çökellerinden (speleothem) elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ izotop sonuçlarıyla (Regattieri vd., 2018) çalışma alanlarına ait traverten ve tufa çökellerinin $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleriyle karşılaştırıldığı grafik. Denizel izotop fazları ve alt fazlar, Railsback vd. (2015) çalışmasından alınmıştır. **b)** Lokasyonların Google Earth uydu görüntüsü üzerinde gösterimi.

Figure 6. a) Comparison of the $\delta^{18}\text{O}$ isotope results obtained from cave sediments (speleothems) located northeast of Lake Ohrid (Regattieri et al., 2018) with the travertine and tufa sediments in the investigated areas. Marine Isotope Stages and substages are also reported from Railsback et al., 2015. **b)** Locations are shown in the Google Earth satellite image.

Batı Anadolu'daki Sarıkavak tufalarına ait duraylı izotop kayıtları ve palinolojik verilere göre, MIS 9e alt fazı boyunca, gymnosperm polenlerin yüzdesindeki bolluk, bu süreçte depolanma alanı ve çevresinde nemli iklim koşullarının varlığını gösteren bitki örtüsüne işaret etmektedir. Makedonya'daki Ohrid Gölü'nün kuzeydoğusunda bulunan speleothem çökellerinden elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop verileri de en yağışlı MIS 9 buzul-arası döneminin, MIS 9e (326 by-321 by) alt fazı olduğu yapılan çalışmalarda tespit edilmiştir (Regattieri vd., 2018).

MIS 9d-c ve MIS 9c alt fazlarındaki palinolojik kayıtlara göre, *Artemisia*, *Quercus* herdem yeşil, Cyrrillaceae ve Oleaceae gibi sıcak ve göreceli olarak kurak iklim koşullarında yaşamayı tercih eden bitkilerin flora içerisinde yüksek yüzdeli varlığı görülmektedir. Bu durum, bölgedeki MIS 9d alt fazındaki kurak koşullarla uyum içindedir. MIS 9 buzul arası dönemde, 308 by (14SK-08; MIS 9c) zamanında $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerlerindeki negatife kayış, daha yağışlı bir sürecin varlığını göstermektedir (Çizelge 1; Şekil 5 ve 6). MIS 9c alt fazı başlangıcında tanımlanan akarsu kenarı bitki topluluğuna ait *Alnus*'un varlığı, nemli ve sıcak iklim koşullarını göstermekte ve nemli bataklık alanlarında gelişen *Plantago* ve *Potomegaton* gibi formların gözlenmesi ile uyum içindedir. MIS 9c süreci boyunca iklimdeki serinleme ve kuraklaşmaya doğru giden eğilim, Sarıkavak polen kayıtlarındaki Pinaceae-*Pinus haploxyton* ve *diploxyton* tiplerindeki artışla ve sucul akarsu kenarı ve bataklık bitki topluluklarındaki azalma ve yok oluşla tespit edilmiştir. Kuzeydoğu Akdeniz'de yer alan Tenaghi Philippon turba çökellerinden elde edilen polen verilerine göre, MIS 9c alt ılıman fazı, sıcak ve nemli aynı zamanda yazın kurak geçtiği iklimsel dalgalanmalarla karakterize edilen iklim koşullarında, *Quercus*'un yaprak dökken ve herdem yeşil tipleri ve *Pinus* ile temsil edilen ormanın yaygın olduğunu belirlenmiştir (Fletcher vd., 2013). Sarıkavak alanı ve turba çökellerinden tanımlanmış polen

kayıtlarına bağlı vejetasyon, MIS 9c ılıman fazında birbirleriyle benzerlik sunmaktadır. Daha az yağışın olduğu MIS 9b sürecine doğru, kurakçıl otsul polenlerde bir artış ve çeşitlenme gözlenmiştir ve bu palinolojik veri MIS 9b alt faz sürecindeki kurak iklimsel koşullara geçişle örtüşmektedir. Benzer şekilde, Balkanlar'daki Ohrid Gölü'nün kuzeydoğusundaki mağara çökellerinde 306 by-298 by zaman aralığında (MIS 9b), yağışlarda ani bir düşüş kaydedilmiştir (Regattieri vd., 2018). MIS 9b alt fazına denk gelen bu zaman aralığı, kendi içinde de daha yağışlı ve az yağışlı olarak yaklaşık bin ve iki bin yıllık dönemlerle dalgalanmalar göstermektedir (Regattieri vd., 2018). Tenaghi Philippon turba çökellerinde kaydedilen, yer yer nemli ancak genel anlamda daha serin iklim koşullarında gelişen açık orman ve ormanlık bozkır palaeovejetasyonunun varlığı ("Open forest ve forest steppe": *Pinus*, *Artemisia*, Chenopodiaceae ve *Quercus* yaprak dökken tip), MIS 9b sürecinde çökemiş Sarıkavak tufaları ve Ohrid Gölü tortullarına ait bitki örtüsünün polen tipleri (örn. *Quercus*, *Artemisia*, Pinaceae-*Pinus*, Chenopodiaceae) ve bolluk oranları ile uyumludur (Fletcher vd., 2013; Sadori vd., 2016).

Sarıkavak tufalarının görüldüğü bölgede, en yağışlı MIS 9 dönemi, MIS 9b-a alt faz geçişi olup yaklaşık 295 by (SL-2/9) öncesinde tespit edilmiştir (Çizelge 1). Bölgede 291 by önce çökemiş olan tufalar (SL-3/1), MIS 9a ılıman dönemi geçişine karşılık gelmekte ve buradan elde edilen oksijen izotop verileri, yağışlı bir sürecin olduğunu göstermektedir (% -9,28; Şekil 6). Sarıkavak tufalarının çökeli mi sırasında belirlenen bu yağışlı dönem, Ohrid Gölü yakınlarındaki mağara çökellerinde de (298 by-292 by) kaydedilmiştir (Şekil 5; Regattieri vd., 2018). Örtülü/Sarıkavak karasal karbonatlarından elde edilen veriler ışığında, MIS 9 döneminin bu iklimsel ilk değerlendirmeleri, Ohrid bölgesi'ndeki mağara çökellerinden tanımlanan iklim koşulları ile genel olarak bir uyum içindedir. Tenaghi Philippon turba çökellerinde 290 by-277 by yaş aralığından

elde edilen polen kayıtlarına göre, kuzeydoğu Akdeniz, sıcak ve kurak yaz, sıcak ve nemli, serin/nemli ve serin/kurak iklimsel dalgalanmaların olduğu ve bölgenin buzul dönemine (MIS 8) geçiş öncesi soğumaya başladığını göstermektedir (Tzedakis vd., 2003; Fletcher vd., 2013). Benzer kuraklaşma (az yağış), 290 by yıl önce Örtülü/Sarıkavak çökellerinden elde edilen oksijen ve karbon duraylı izotop oranı kayıtlarıyla da tespit edilmiştir (Şekil 6; Çizelge 1).

Örtülü/Sarıkavak (L-1) traverten ve tufa çökellerine yakın, Çivril-Baklan Grabeni'nin kuzeyinde yüzlek veren Karahallı (L-2) travertenlerinde ise, 288 by (MIS 9a) alt ılıman fazındaki oksijen duraylı izotop değeri ($\% -9,67$), aynı döneme denk gelen Örtülü/Sarıkavak bölgesindeki değerlere göre daha negatiftir (Çizelge 1). Bu durum, Karahallı ve çevresinin, daha güneyinde yer alan Sarıkavak ve çevresine göre daha yağışlı bir MIS 9a dönemi geçirdiği söylenebilir (Şekil 5). Karahallı bölgesinde MIS 9d alt fazının (K-2/1; $\% -9,38$) MIS 9a alt fazına göre daha kurak/serin geçtiğini söylemek de mümkündür (Çizelge 1).

Doğu Karadeniz Bölgesinde yer alan Bahçecik (L-3) travertenlerine bakıldığında, duraylı izotop verilerine göre, MIS 9 döneminin Batı Anadolu'dakinden daha farklı iklim koşullarına sahip olduğu tespit edilmiştir. $\delta^{18}O$ izotop değerleri, Batı Anadolu'daki karasal karbonat çökellerinin oksijen izotop değerlerine göre çok daha negatif olduğu izlenmiştir (ortalama $\% -14,5$; Çizelge 1). Bu durum, bölgenin MIS 9 döneminde de oldukça yağışlı bir iklime sahip olduğunu göstermektedir. $\delta^{18}O$ duraylı izotop değerlerine göre, bölgenin kurak ve soğuk dönemi, MIS 10 (353 by) buzul dönemi olup, traverten istifinin en taban kesiminden (F401) elde edilmiştir (Şekil 3; Çizelge 1). Bahçecik travertenlerinden alınan radyometrik yaşlar, yaklaşık 2 metre kalınlığa sahip traverten çökeline sistematik olarak elde edilmiş olup (Şekil 3), iki buzul dönemi (MIS 10 ve MIS 8) ve bir buzul arası dönemi (MIS 9)

yansıtmaktadır (Çizelge 1; Kandemir vd., 2021).

$\delta^{13}C$ duraylı izotop değerlerine göre, MIS 9e boyunca Bahçecik ve Örtülü/Sarıkavak lokasyonlarının çökme alanı ve çevresindeki paleotopoğrafyaya ve paleoklimsel koşulların değişimine bağlı olarak farklı vejetasyon tiplerinin olduğu söylenebilir. Karbon izotop değerlerindeki negatife doğru değişen bir eğilim, C3 tipi bitkilerin (buğday, çavdar, arpa, yulaf, pirinç ve odunsu ağaç türlerinin hemen hemen tamamından oluşan grup) azaldığını, kuraklığa dayanıklı C4 tipi türlerin (kuraklık ve topraktaki tuzluluğu tolere edebilen bitkiler ve yabancı otsul ve çalı tipi bitki türlerinin çoğunu içeren grup; örn. Poaceae, Chenopodiaceae-Amaranthaceae ve *Artemisia*) vejetasyonda daha baskın olduğu şeklinde yorumlanmaktadır (Meyers ve Teranes, 2001). Buna göre, Bahçecik travertenlerinin çökeldiği MIS 9e sürecinde iklimin daha ılıman olduğu ve C3 bitkilerinin yer aldığı daha yağışlı koşulların varlığından söz edilebilir. Benzer durum, MIS 9a alt ılıman fazında da tespit edilmiş, Bahçecik travertenlerinin çökelişi sırasında odunsu ağaç türlerinin (C3 bitkilerinin) daha egemen olduğu belirlenmiştir. Ayrıca bu dönemde $\delta^{18}O$ izotop değerlerinin belirgin bir şekilde negatif yöndeki azalışı, daha ılıman/yağışlı koşullara işaret etmektedir. Buna ek olarak, MIS 9a alt ılıman faz süreci, Karahallı travertenlerinin çökme alanı ve çevresinin, Bahçecik travertenlerinin çökelişi sırasında iklimsel koşullara göre görece daha serin ve yağışsız olduğu izlenmiştir.

Anadolu'da MIS 9 buzul arası dönemine ait veriler oldukça sınırlıdır. Genelde traverten ve tufa çökellerinde bulgulanmış olan bu süreç, Eskişehir dolaylarında (Ocakoğlu ve Akkiraz, 2019) ve Van Gölü'ne ait sedimanter istiflerde (Litt vd., 2014) de kaydedilmiştir. Eskişehir'in Pleyistosen yaşlı akarsu çökellerinden elde edilen OSL yaşları ve izotop verilerine bakıldığında benzer iklimsel süreçlerin burada da tespit edildiği görülmüştür (Ocakoğlu ve Akkiraz, 2019). MIS 9 buzul arası dönem boyunca, kendi içinde dalgalanmalar

olsa da genel olarak $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerlerinde MIS 8 buzul dönemine doğru yağışın azaldığını kuraklaşmaya doğru giden bir eğilimin olduğu belirlenmiştir (Ocakoglu ve Akkiraz, 2019). Van Gölü'ne ait tortul istiften tanımlanmış MIS 9 periyoduna ait palinolojik bulgulara göre, bu buzul arası dönem boyunca genel olarak *Quercus* yüzde bolluğunun azaldığı izlenmiştir. Ayrıca, bu palinoflorada odunsu bitki topluluğunun yüzde bolluk değerleri azalırken, otsul polenlerin çeşitliliği ve bolluğu artış göstermiştir (Litt vd., 2014). Polen topluluklarının çeşitliliği, depolanma alanı tipi (örn. göl) ve bölgeden bölgeye değişen paleoklimsel koşullar ve orografiye bağlı olarak farklılık gösterse de, MIS 9 dönemi ve alt fazları boyunca küresel olarak belirlenen iklimsel koşullara uyumlu palinolojik bulgular elde edilmiştir. Örtülü/Sarıkavak çökellerinde kaydedilen MIS 9d-c (313 by) geçiş alt fazının oksijen izotopundaki negatif değer ($\% -8,70$), MIS 9c (308 by; $\delta^{18}\text{O}$: $\% -9,76$)'de yağışın biraz daha arttığı böylece iklimin daha yağışlı/ılıman bir döneme girdiğini göstermektedir (Şekil 6; Çizelge 1).

Sonuç olarak, Anadolu'da MIS 9 buzul arası dönem, çok iyi bilinmemekle birlikte günümüzdeki ılıman iklim koşullarını anlama ve gelecekteki iklim koşullarını anlayabilmek için bu döneme ait daha fazla veriye gereksinim duyulmaktadır. Bu çalışmayla ilk defa, traverten ve tufa gibi karasal karbonat çökellerinin çok disiplinli kayıtları kullanılarak bu ılıman döneme ışık tutulmaya çalışılmıştır. Bu amaçla, Batı Anadolu'dan iki lokasyon (Örtülü/Sarıkavak ve Karahallı) ve kuzeydoğu Anadolu'dan bir lokasyon (Bahçecik) karşılaştırmalı olarak incelenmiştir. Elde edilen sonuçlar, aşağıda maddeler halinde verilmiştir.

- Bu çalışmada, MIS10, MIS 9 ve MIS 8c buzul ve buzul arası fazları içeren toplam 14 adet radyometrik yaş verisi değerlendirilmiştir. Sarıkavak karasal çökellerine ait sondaj karotlarından (SL-3/1, SL-3/7, SL-3/9 ve SL-5/8-1) elde edilen 4 adet yeni U/Th yaş

verisi ilk kez bu çalışmada verilmiştir. Buna göre, çalışılan lokasyonlardaki tüm karasal karbonatlar, denizel izotop fazlardan MIS 10 (buzul), MIS 9 (buzul arası) ve MIS 8 (buzul) dönemlerine karşılık gelen 365 by ile 278 by yaş aralığında çökelimlerine devam etmişlerdir.

- Kuzeydoğu Anadolu'daki traverten çökellerinden yaklaşık 290 by öncesindeki yağışlı ve ılıman MIS 9a alt fazı saptanmış ve MIS 8 buzul dönemine geçişte, önemli bir iklimsel değişimin gözlenmediği oksijen izotop kayıtlarında tespit edilmiştir. Ancak MIS 10 buzul döneminden MIS 9'a geçişte daha yağışlı/ılıman iklim koşullarının egemen olduğu duraylı oksijen duraylı izotoplarında tespit edilmiştir. Ancak bu durum, Batı Anadolu'da biraz daha farklılık göstermekte olup, MIS 9 buzul arası dönemden MIS 8 buzul dönemine geçişte kuraklaşma daha belirgin bir şekilde görülmüştür.
- Çalışma alanları içerisindeki en düşük $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerleri, Karahallı travertenlerinde kaydedilmiştir. Ayrıca, egemen otsul vejetasyonun MIS 9a boyunca diğer çökeltme alanlarına göre Sarıkavak ve çevresinde daha fazla yayılım gösterdiği tespit edilmiştir.
- Bu çalışmada ilk defa MIS 9 ve MIS 8 fazlarına ait palinolojik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. İncelenen tüm lokasyonlarda MIS 9a alt faz süreci tespit edilmiş ve temel vejetasyon tiplerinin belirgin olarak farklılık gösterdiği gözlenmiştir.
- Elde edilen tüm oksijen ve karbon duraylı izotop değerleri ve palinolojik bulgular bir arada değerlendirildiğinde, Anadolu'da MIS 9 buzul arası dönem boyunca paleoiklim ve paleovejetasyonun, topoğrafik koşulların değişiminden etkilendiği kadar, enlemlenme bağlı olarak konumdaki farklılıktan da etkilendiği sonucuna varılmıştır.

EXTENDED SUMMARY

The MIS 9 period, which is one of the Marine Isotope Stages and corresponds to the interglacial period, is accepted as an analogue for the present warm period. The MIS 9 interglacial period in the Middle Pleistocene in Anatolia is not well known and more data from this period is needed to understand today's temperate climate conditions and to predict future climatic changes.

With this study, we tried to illuminate this temperate period for the first time by using multidisciplinary records (U/Th, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$, palynological data) of terrestrial carbonate sediments, such as travertines and tufa. For this purpose, two locations from Western Anatolia (Örtülü/Sarıkavak, L-1 and Karahallı, L-2) and one location from northeastern Anatolia (Bahçecik, L-3) were investigated comparatively. Örtülü, Karahallı and Bahçecik travertines were precipitated in a similar depositional environment as a shallow lake or pool (depression and slope depositional systems), while Sarıkavak tufas were deposited in a fluvial system.

A total of 14 radiometric age data sets that represented the MIS 10, MIS 9 and MIS 8 periods were evaluated. Four of them, of U/Th ages, obtained from the Sarıkavak drilling logs (SL-3/1, SL-3/7, SL-3/9 and SL-5/8-1), are given for the first time in this study. Accordingly, these terrestrial carbonates, which were deposited between 365 ka and 278 ka, continued their deposition during the MIS 10 glacial, MIS 9 interglacial, and MIS 8 glacial periods.

According to the stable isotopic records and palynological data of the Örtülü/Sarıkavak terrestrial carbonates, the abundance of gymnosperm pollens during the MIS 9e sub-stage indicates the presence of humid climate conditions in the studied area and its surroundings during this period. While the most negative oxygen stable isotope value (-14.67 ‰) was obtained from the Bahçecik travertines during the 278 ka (MIS 9a),

the less negative oxygen stable isotope value (-8.58 ‰) was found in Karahallı travertine during the 344 ka (MIS 10). While the lowest positive carbon stable isotope value (-0.76‰) corresponds to 344 ka (MIS 10) from Karahallı travertine deposits, the highest positive carbon isotope value (5 ‰) is from the Bahçecik travertines and corresponds to 319 ka (MIS 9d-e). According to $\delta^{13}\text{C}$ isotopic results, it was determined that there were different vegetation types during MIS 9e, depending on the changes in palaeotopography and paleoclimatic conditions around the investigated areas of the Örtülü/Sarıkavak (L-1) and Bahçecik (L-3) sites.

It can be said that there were milder and wetter climatic conditions with C3 plants during the MIS 9e period in the Bahçecik site. In this period, it was observed that C4 plants were relatively more dominant in the vegetation in the Bahçecik travertines compared to the Örtülü/Sarıkavak terrestrial carbonates.

During the MIS 9c and 9d sub-stages, palynological results from the Karahallı travertine and the Sarıkavak tufa deposits were obtained. The small negative increase in $\delta^{13}\text{C}$ values in Karahallı travertines was evaluated as the vegetation in the period when Sarıkavak tufas were deposited, where C4 type species, represented by drier herbaceous forms, were more common in the vegetation. The percentage and diversity of herbaceous angiosperm pollens within the palynoflora of MIS 9c increased significantly, and these herbaceous plants are represented by the Scabiosa, Asteraceae-Tubuliflorea and Ligulifloreae types, Artemisia and Chenopodiaceae-Amaranthaceae.

As a result of this study, it was observed that the palaeoclimatic signals of these terrestrial carbonate deposits located in Western Anatolia during the MIS 9 interglacial period were cooler and drier than the MIS 9 period of the Bahçecik travertines.

KATKI BELİRTME ve TEŞEKKÜR

Bu çalışmada yer alan Karahallı travertenleri ile ilgili veriler, Pamukkale Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeler Birimi (BAP) tarafından desteklenen araştırma projesinin (No. 2019HZDP025) bir kısmını oluşturmaktadır. Örtülü/Sarıkavak karasal karbonatlarından elde edilen veriler, PAU, Bilimsel Araştırma Projeler Birimi (BAP) tarafından desteklenen araştırma projesinin (No. 2014HZL010) ve TÜBİTAK projesinin (No.115Y493) bir kısmını oluşturmaktadır. Çalışmada yer alan Bahçecik travertenleri, Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projesi (No.2016.53007.109.01.01) tarafından desteklenmiştir. Makaleyi titizlikle inceleyen, makalenin gelişiminde ve yayınlanmasında değerli görüş ve önerileriyle katkı sağlayan hakemlere ve dergi editörüne teşekkür ederiz.

ORCID

Ezher Tagliasacchi  <https://orcid.org/0000-0002-1774-5012>

Mine Sezgül Kayseri-Özer  <https://orcid.org/0000-0003-2712-2457>

Raif Kandemir  <https://orcid.org/0000-0002-0344-9159>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Andrews, J. E. (2006). Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: synthesis and review. *Earth-Science Reviews*, 75(1-4), 85–104. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.08.002>
- Andrews, J. E., Riding, R. & Dennis, P.F. (1997). The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129(1-2), 171–189. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00120-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00120-4)
- Baldini, J. U. L. (2010). Cave atmosphere controls on stalagmite growth rate and palaeoclimate records. *Geological Society, London, Special Publications*, 336(1), 283–294. <https://doi.org/10.1144/SP336.1>
- Bertini, A., Minissale, A. & Ricci, M. (2014). Palynological approach in upper Quaternary terrestrial carbonates of central Italy: anything but a ‘mission impossible’. *Sedimentology* 61, 200–220.
- Beug, H. J., (2004). *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, Germany.
- Brasier, A. T., Andrews, J. E., Marca-Bell, A. D. & Dennis, P.F. (2010). Depositional continuity of seasonally laminated tufas: implications for $\delta^{18}\text{O}$ based palaeotemperatures. *Global and Planetary Change*, 71(3-4), 160–167. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.03.022>
- Brook, E. J. & Buizert, C. (2018). Antarctic and Global Climate History Viewed from Ice Cores. *Nature*, 558(7709), 200–208. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0172-5>
- Capezzuoli, E., Gandin, A. & Pedley, M. (2014). Decoding tufa and travertine (freshwater carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. *Sedimentology*, 61(1), 1–21.
- Capezzuoli, E., Della Porta, G., Rogerson, M. & Tagliasacchi, E. (2022). Non-marine carbonate: Wherefore art thou?. *The Depositional Record*, 8, 4-8.
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. & Fan, J.-X. (2020). The ICS International Chronostratigraphic Chart 2020/03. *Episodes* 36,199-204.
- Dabkowski, J., Brou, L. & Naton, H.-G. (2015). New stratigraphic and geochemical data on the Holocene environment and climate from a tufa deposit at Direndall (Mamer Valley, Luxembourg). *The Holocene*, 25(7), 1153-1164.
- Erdtman, G. (1943). *An Introduction to Pollen Analysis*. USA. Chronica Botanica Company.
- Facenna, C., Soligo, M., Billi, A., Filippis, L. D., Funicello, R., Rosetti, C. & Tuccimei, P. (2008). Late Pleistocene depositional cycles of the Lapis Tiburtinus travertine (Tivoli, central Italy):

- possible influence of climate and fault activity. *Global and Planetary Change*, 63, 299-308.
- Faegri, K. & Iversen, J. (1989). *Textbook of pollen analysis*, 4th edition. John Wiley & Sons Ltd. 328, Norway.
- Fletcher, W. J., Müller, U.C., Koutsodendris, A., Christanis, K. & Pross, J. (2013). A centennial-scale record of vegetation and climate variability from 312 to 240 ka (Marine Isotope Stages 9c-a, 8 and 7e) from Tenaghi Philippon, NE Greece. *Quaternary Science Reviews*, 78, 108-125. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.005>
- Fleitmann, D., Cheng, H., Badertscher, S., Edwards, R. L., Mudelsee, M., Göktürk, O. M., Fankhauser, A., Pickering, R., Raible, C. C., Matter, A., Kramers, J. & Tüysüz, O. (2009). Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey. *Geophysical Research Letters*, 36(19), L19707. <https://doi.org/10.1029/2009GL040050>
- Ford, T.D. & Pedley, H.M. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, 41(3-4), 117-175. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00030-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00030-X)
- Frank, N., Braum, M., Hambach, U., Mangini, A. & Wagner, G. (2000). Warm period growth of travertine during the last interglaciation in southern Germany. *Quaternary Research*, 54(1), 38-48. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2135>
- Frechen, M., van Vliet-Lanoë, B. & van den Haute, P. (2001). The Upper Pleistocene loess record at Harmignies/Belgium — high resolution terrestrial archive of climate forcing. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173(3-4), 15, 175-195.
- Head, M. J. (2021). Review of the Early-Middle Pleistocene boundary and Marine Isotope Stage 19. *Progress in Earth and Planetary Science*, 8, Article 50. <https://doi.org/10.1186/s40645-021-00439-2>
- Imbrie, J., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A. ... & Toggweiler, J. R. (1993). On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 8(6), 699-736. <https://doi.org/10.1029/93PA02751>
- Kandemir, R., Tagliasacchi, E., Kayseri-Özer, M.S., Şaffak, D., Köroğlu, F., Hsun-Ming Hu, & Shen, C. C. (2021). The multidisciplinary approaches on facies developments and depositional systems of the Bahçecik Travertines, Gümüşhane, NE-Turkey *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30, 561-579.
- Kazancı, N. (2021). Çibaniyen Katı'nın İlanı, Bilimsel ve Sosyal Arka Planı. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 64(2), 249-252. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/59789/847446>
- Kaufmann, G. & Dreybrodt, W. (2004). Stalagmite growth and palaeo-climate: An inverse approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3-4), 529-545. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.020>
- Litt, T., Pickarski, N., Heumann, G., Stockhecke, M. & Tzedakis, P. C. (2014). A 600,000 year long continental pollen record from Lake Van, eastern Anatolia (Turkey). *Quaternary Science Reviews*, 104, 30-41.
- Ludwig, K.R. & Paces, J.B. (2002). Uranium-series dating of pedogenic silica and carbonate, Crater Flat, Nevada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(3), 487-506.
- Merz, N., Hubig, A., Kleinen, T., Therre, S., Kaufmann, G. & Frank, N. (2022). How the climate shapes stalagmites—A comparative study of model and speleothem at the Sofular Cave, Northern Turkey. *Frontiers in Earth Science*, 10, Article 969211. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.969211>
- Meyers, P. A. & Teranes, J. L. (2001). Sediment Organic Matter. In W. Last, & J. P. Smol (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, (pp. 240-267). Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.

- Minissale, A., Kerrick, D.M., Magro, G., Murrell, M.T., Paladini, M. ... & Vaselli, O. (2002). Geochemistry of Quaternary travertines in the region North of Rome (Italy): structural, hydrologic and paleoclimatologic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 203(2), 709–728. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00875-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00875-0)
- Moore, P. D., Webb, J. A. & Collinson, M. E. (1991). *Pollen analysis*, 2nd edition. Blackwell, Oxford, 1-216.
- Nehrbass-Ahles, C. Shin, J., Schmitt, J., Bereiter, B., Joos, F., Schilt, A., Schmidely, L., Silva, L., Teste, G., Grilli, R., Chappellaz, J. A; Hodell, D. A., Fischer, H. & Stocker, T. F. (2020). Abrupt CO₂ release to the atmosphere under glacial and early interglacial climate conditions. *Science*, 369, 1000-1005, <https://doi.org/10.1126/science.aay8178>
- Ocakoğlu, F. & Akkiraz, M.S. (2019). A Lower Pleistocene to Holocene terrestrial record from the Eskişehir Graben (Central Anatolia): Paleoclimatic and morphotectonic implications. *Quaternary International*, 510, 88-99.
- Özalp, S., Emre, Ö., Şaroğlu, F., Özaksoy, V., Elmacı, H. & Duman T. Y. (2018). Active fault segmentation of the Çivril Graben System and surface rupture of the 1 October 1995 Dinar Earthquake (Mw 6.2), Southwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 166, 136-151.
- Özkul, M., Kele, S., Gökğöz, A., Shen, C.C., Jones, B., Baykara, M. O., Fórizs, I., Németh, T., Chang, Y. W. & Alçiçek, M. C. (2013) Comparison of the Quaternary travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary Geology*, 294, 179-204.
- Pazdur, A., Pazdur, M.F., Starkel, L. & Szulc, J. (1988). Stable isotopes of Holocene calcareous tufa in southern Poland as palaeoclimatic indicators. *Quaternary Research* 30, 177–189.
- Peña, J. L., Sancho, C. & Lozano, M.V. (2000). Climatic and tectonic significance of Pleistocene and Holocene tufa deposits in the Mijares River canyon, eastern Iberian range, Northeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(13), 1403–1417. [https://doi.org/10.1002/1096-9837\(200012\)25:13%3C1403::AID-ESP147%3E3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/1096-9837(200012)25:13%3C1403::AID-ESP147%3E3.0.CO;2-N)
- Pedley, M., Andrews, J., Ordoñez, S., García del Cura, M. A., González Martín, J. A. & Taylor, D. (1996). Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 121, 239–257.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., ... & Stievenard, M. (1999). Climate and Atmospheric History of the Past 420 000 Years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature*, 399(6735), 429–436. <https://doi.org/10.1038/20859>
- Porter, S. C. & An, Z. S. (1995). Correlation between Climate Events in the North Atlantic and China during the Last Glaciation. *Nature*, 375(6529), 305–308. <https://doi.org/10.1038/375305a0>
- Railsback, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G. & Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106.
- Regattieri, E., Zanchetta, G., Isola, I., Bajo, P., Perchiazzi, N., Drysdale, R. N., Boschi, C., Hellstrom, J.C., Francke, A. & Wagner, B. (2018). A MIS 9/MIS 8 speleothem record of hydrological variability from Macedonia (F.Y.R.O.M.). *Global and Planetary Change*, 162, 39-52.
- Ricketts, J. W., Ma, L., Wagler, A. E. & Garcia, V. H. (2019). Global travertine deposition modulated by oscillations in climate. *Journal of Quaternary Science* 34, 558-568. <https://doi.org/10.1002/jqs.3144>
- Rowe, P. J., Mason, J. E., Andrews, J. E., Marca, A. D., Thomas, L., van Calsteren, P., Jex, C. N., Vonhof,

- H. B. ve Al-Omari, S. (2012). Speleothem isotopic evidence of winter rainfall variability in northeast Turkey between 77 and 6 ka. *Quaternary Science Reviews*, 45, 60-72.
- Sadori, L., Koutsodendris, A., Masi, A., Bertini, A., Combourieu-Nebout, N., Francke, A. & Peyron, O. (2016) Pollen-based paleoenvironmental and paleoclimatic change at Lake Ohrid (SE Europe) during the past 500 ka. *Biogeosciences* 13, 1423–1437.
- Sancho, C., Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo G., Lozano, M.V., José Luis Peña-Monné c, John Hellstromd, José Eugenio Ortiz e, Osácar, M.C., Auqué, L. & Torres, T. (2015). Climatic implications of the Quaternary fluvial tufa record in the NE Iberian Peninsula over the last 500 ka. *Quaternary Research* 84, 398–414.
- Sun, H. L. & Liu, Z. H. (2010). Wet-dry seasonal and spatial variations in the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the modern endogenic travertine at Baishuitai, Yunnan, SW China and their paleoclimatic and paleoenvironmental implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(3), 1016-1029. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.11.008>
- Sun, J., Ding, Z., Liu, T., Rokosh, D. & Rutter, N. (1999). 580,000-year environmental reconstruction from aeolian deposits at the Mu Us Desert margin, China. *Quaternary Science Reviews*, 18(12), 1351-1364.
- Şensoy, S., Demircan, M., Ulupınar, Y. ve Balta, İ. (2019). Türkiye İklimi, Meteoroloji Genel Müdürlüğü, URL https://www.mgm.gov.tr/FILES/genel/makale/13_turkiye_iklimi.pdf
- Tagliasacchi-Toker, E. (2018) Orta-Geç Pleyistosen Yaşlı Gürlek-Kocabaş (Denizli) ve Örtülü (Afyon) Travertenlerinin Sedimantolojik Özellikleri ve Paleortamsal Gelişimine ait ilk bulgular (GB-Türkiye). *Türkiye Jeoloji Bülteni* 61(1):1–22. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.12.016>
- Tagliasacchi, E. & Kayseri-Özer, M.S. (2018). Palaeoclimate changes in the Afyon province, SW-Turkey, during the middle-late Pleistocene: signals from calcareous tufa pollen and stable isotope records. *Alpine and Mediterranean quaternary*. In: (Quaternary: Past, Present, Future - AIQUA Conference, Florence, *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 31, 161–164. <https://amq.aiqua.it/index.php/amq/article/view/208>
- Tagliasacchi, E. & Kayseri-Özer, M.S. (2020). Multidisciplinary approach palaeoclimatic signals of the non-marine carbonates: the case of the Sarıkavak tufa deposits (Afyon, SW-Turkey). *Quaternary International*, 544, 41-56. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.12.016>
- Tagliasacchi, E., Kayseri-Özer, M.S. & Altay, T. (2024). Environmental, vegetational and climatic investigations during the Plio-Pleistocene in SW-Anatolia: A case study from the fluvio-lacustrine deposits in Uşak-Karahallı area. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 104, 29-51. <https://doi.org/10.1007/s12549-023-00590-2>
- Toker, E. (2009). *Acıgöl-Çardak (Denizli) Grabeninin kuzeyindeki Tersiyer çökellerinin tektono-sedimanter gelişiminin incelenmesi* [Tayınlanmamış Doktora Tezi]. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta.
- Toker, E. (2017). Quaternary fluvial tufas of Sarıkavak area, southwestern Turkey: facies and depositional systems. *Quaternary International, Non-marine Carbonates. Special Issue*. 437, 37–50.
- Toker, E., Kayseri-Özer, M.S., Özkul, M. & Kele, S. (2015). Depositional system and palaeoclimatic interpretations of middle to late Pleistocene travertines: Kocabaş, Denizli, SW Turkey. *Sedimentology* 62(5), 1360–1383.
- Tzedakis, P. C., McManus, J. F., Hooghiemstra, H., Oppo, D. W. & Wijmstra, T. A. (2003). Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450

000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(1-2), 197- 960. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00233-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00233-4)

- Wagner B., Wilke T., Francke A., Albrecht C., Baumgarten H., Bertini A., Combourieu-Nebout N., Cvetkoska A., ...& Zhang X.S. (2017). The environmental and evolutionary history of Lake Ohrid (FYROM/Albania): Interim results from the SCOPSCO deep drilling project. *Biogeosciences*, 14, 2033–2054, <https://doi.org/10.5194/bg-14-2033-2017>
- Wu, T., Cheng, A., Lin, H., Zhang, H. & Jie, Y. (2023). Climatic Fluctuation of Marine Isotope Stage 9: A Case Study in the Southern Margin of the Chinese Loess Plateau. *Journal of Earth Science*, 34, 2556-1566. <https://doi.org/10.1007/s12583-022-1610-8>



**Mineralli Suların Sağlık ve Ekonomik Açıdan Önemi:
Cirıtdüzü (Şavşat-Artvin) Mineralli Su Kaynağı Örneği**

Health and Economic Importance of Mineral Waters: A Case Study of Cirıtdüzü (Şavşat-Artvin) Mineral Water Spring

Fatma Gültekin^{1*}, Esra Hatipoğlu Temizel¹, Nergis Erdoğan²

¹ Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon, Türkiye
² İstanbul Üniversitesi Tıp Fakültesi, Dahili Tıp Bilimleri Bölümü, İstanbul, Türkiye

• Geliş/Received: 21.12.2023 • Düzeltmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 06.03.2024 • Kabul/Accepted: 16.03.2024
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 20.04.2024 • Baskı/Printed: 31.08.2024

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Ülkemizin maden suyu bakımından önemli kaynaklara sahip olduğu, fakat tüketim oranlarının oldukça düşük olduğu MASUDER (Madensuyu Üreticileri Derneği) tarafından belirtilmiştir. Bu durum maden suyunun etkilerinin yeterince bilinmemesiyle ilişkilendirilebilir. Günümüze kadar yapılan çalışmalar maden sularının kalp ve damar sağlığı, kemik yapısı, sindirim sistemi ve metabolizma üzerine olumlu etkileri olduğunu göstermiştir. Sağlık üzerine etkileri hakkındaki bilincin artması tüketimi olumlu yönde etkileyecektir. Tüketimin artması ile mineralli su kaynaklarının ekonomik değeri de artmış olacaktır. Bu çalışmada Artvin ilinin Şavşat ilçesinde yer alan Cirıtdüzü mineralli su (CDMS) ve bazı soğuk su kaynaklarının hidrojeokimyasal ve izotopik özellikleri incelenmiş, sağlık açısından değerlendirilmesi yapılmıştır. Na-Ca-HCO₃, Ca-Mg-Na-HCO₃ ve Ca-HCO₃ su tiplerinde olan kaynakların sıcaklıkları yaklaşık 8 - 13 °C, pH değerleri 6,42-7,97 ve EC değerleri 181-3.195 µS/cm arasında değişmektedir. Suların izotop içerikleri (O-18, döteryum ve trityum) CDMS'nin derin, diğer kaynakların sığ dolaşımli olduğunu göstermiştir. Sularda ölçülen δ³⁴S değerleri CDMS'de sülfatın kaynağının denizel evaporitler, karasal evaporitler ve atmosferik sülfatın karışımı olduğunu; δ¹³C değerleri karbonun kökenin metamorfik CO₂'ye karşılık geldiğini işaret etmektedir. Sulardaki iz element içerikleri genel olarak Doğal Mineralli Sular Hakkındaki Yönetmelikte verilen sınır değerlere uygunken CDMS'de antimon ve arsenik konsantrasyonları sınır değerlerde, bor konsantrasyonu ise sınır değerinin üzerindedir. Sular Tıbbi ve Klimatolojik bakımdan değerlendirildiğinde CDMS içme kürlerinde etkili dozların üzerinde bikarbonat içeriğine sahiptir. Sodyum, kalsiyum ve magnezyum iyon içeriği bakımından değerlendirildiğinde CDMS sindirim sistemi ile ilgili hastalıklarda, kalp damar hastalıklarının önlenmesinde, böbrek ve idrar yolu hastalıklarında kullanılabilir bir kaynaktır. Bu hastalık gruplarında koruyucu ve tedavi edici özellikte olan CDMS kaynağının yer aldığı bölge klimaterapi olanağı sunmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Artvin-Şavşat, balneoterapi, hidrojeokimya, klimaterapi, mineralli su.

Abstract: The Mineral Water Producers Association (MASUDER) stated that our country has important resources in terms of mineral water, but consumption rates are quite low. This can be attributed to the fact that the effects of mineral water are not sufficiently known. So far, studies have shown that mineral waters have positive effects on cardiovascular health, bone structure, digestive system, and metabolism. Increased awareness of health effects will positively affect consumption. With the increase in consumption, the economic value of mineral water resources will also increase. In this study, the hydrogeochemical and isotopic properties of Cirıtdüzü mineral water (CDMS) and some cold-water springs in Şavşat town in Artvin were examined and evaluated in terms of health. The springs have

Na-Ca-HCO₃, Ca-Mg-Na-HCO₃ and Ca-HCO₃ water types with temperatures ranging between 8-13 °C, pH values between 6.42-7.97 and EC values between 181-3195 µS/cm. The isotope contents of the waters (O-18, deuterium and tritium) show that CDMS has deep circulation, and the other springs have shallow circulation. The δ³⁴S values of the waters indicate that the source of sulfate in CDMS is a mixture of marine evaporites, terrestrial evaporites and atmospheric sulfate; δ¹³C values indicate that the origin of carbon corresponds to metamorphic CO₂. The trace element contents in the waters are generally consistent with the limit values given in the Regulation on Natural Mineral Waters. Antimony and arsenic concentrations are within the limit values and boron concentration is above the limit value for CDMS. When the waters are evaluated medically and climatologically, CDMS has bicarbonate content above the effective dose for drinking cures. When evaluated in terms of sodium, calcium and magnesium ion contents, CDMS can be used for diseases related to the digestive system, prevention of cardiovascular diseases, kidney and urinary tract diseases. The location of the CDMS spring, which has preventive and therapeutic properties for these disease groups, also offers the opportunity for climatotherapy.

Keywords: Artvin-Şavşat, balneotherapy, climatotherapy, hydrogeochemistry, mineral water.

GİRİŞ

Doğal mineralli suların içerdikleri bazı maddeler nedeniyle, kaynak sularına göre, sağlık üzerine ek olumlu etkileri olduğu çeşitli araştırmalarda belirtilmiştir (Barut ve Erdoğan, 2011). Dolayısıyla günlük içme suyu gereksiniminin karşılanmasında son yıllarda şişelenmiş ya da paketlenmiş mineralli su ya da kaynak suyu tüketilmesi giderek artmaktadır. Oldukça fazla sayıda (yaklaşık 225) doğal mineralli su kaynakları bulunan ülkemizde ilgili birimler mevcut potansiyelin ancak %10'unun değerlendirildiğini belirtmektedir (MASUDER, 2024). Avrupa'da yıllık tüketim kişi başı 150 litre iken Türkiye'de yaklaşık olarak 5 litredir (Şentürk, 2009). Doğal bir kaynak olan doğal mineralli su kaynaklarının öneminin anlaşılması ve mevcut kaynakların ülke ekonomisine kazandırılması yönünde çalışmaların yapılması önem arz etmektedir.

Dünyanın en önemli jeotermal kuşaklarından olan Alp-Himalaya hattında bulunana ülkemiz mineralli sular açısından en zengin ülkeler arasındadır. Türkiye'de mineralli suların dağılımı tektonik hatlarla ve buna bağlı aktif açılma yapıları ile ilişkilidir. Mineralli suların kullanımı sıcaklıklarına ve kimyasal özelliklerine göre değişiklik gösterir. Sıcak olanlar daha çok kaplıcalarda banyo şeklinde kullanılırken soğuk olanlar şişelenerek içmece olarak kullanılmaktadır.

Şişelenmiş mineralli sular saflıkla eş anlamlı tutulmuştur. 16. yy ortalarında Avrupa'da Belçika, Fransa, İtalya ve Almanya gibi ülkelerde doğal mineralli suların şişelenmesi ve ticarileşmesi faaliyetleri başlamış, ilk şişelenmiş mineralli su üretimine ise 1899'da İtalya'da başlanmıştır. (Kınık vd., 2020; NMWE, 2024). Bu yıllarda ülkemizde Kızılay mineralli sularının kaynağı da olan Gazlıgöl mineralli suyu şişelenmeye başlanmıştır. 20. yy'a kadar şişelenmiş sular eczanelerde ilaç tedavisi amacıyla satılmıştır. II. Dünya Savaşı'nın sonunda şişelenmiş sular, marketler yoluyla daha yaygın bir şekilde dağıtılmaya, kafe ve restoranlarda içecek olarak servis edilmeye başlanmıştır. Yine savaş sonrası mineralli su satışları çeşitli reklamlarla artırılmış ve yüksek gelirler elde edilmeye başlanmıştır (Kınık vd., 2020).

Kalkınmış ülkelerin son derece modern tesislerle koruma altına aldıkları ve tıp otoritelerinin de teşvikiyle pek çok insanın şifa bulmak için rağbet ettikleri şifalı sulara karşı, ülkemizin bazı yörelerinde şifalı su potansiyeli olmasına rağmen bu suların değerlendirilmemesi üzücüdür. Oysaki bu kaynakların alt yapı hizmetleri tamamlandığı ve gerekli organizasyonlar yapıldığı takdirde turizmin gelişmesinde ve bulunduğu yörenin kalkınmasında oldukça katkısı olabileceği gibi birçok hastalıkların tedavisinde kullanılmasıyla da pek çok insana şifa kaynağı olacaktır.

Mineralli suların hidrokimyasal özellikleri ve kullanım alanlarıyla ilişkili çalışmalar (Baba vd., 2008; Barut ve Erdoğan, 2011; Barut vd., 2013; Akpınar, 2017) daha çok ülkemizin batı bölgesindeki kaynaklar üzerine yoğunlaşmıştır. Türkiye Termal ve Mineralli Sular Envanteri'ne göre Doğu Karadeniz Bölgesinde çok sayıda mineralli su kaynağı bulunmaktadır (Kara, 1997; Hatipoğlu Temizel vd., 2019; Gültekin vd., 2023). Bölgede Kisarna ve İnişdibi kaynakları gibi ticarileşmiş kaynaklar bulunmakla birlikte yeterince araştırılmamış ve değerlendirilmeyen kaynaklar mevcuttur. Bu kaynakların bir kısmı yöre halkı tarafından kullanılmaktadır. Ancak Trabzon il sınırları içerisinde yer alan kaynaklarda yapılan çalışmalarda (Gültekin vd., 2005) bazı ağır metal düzeylerinin yüksek olduğu belirtilmiştir. Dolayısıyla bu kaynakların her yönden incelenerek halkın kullanımına sunulması ülke ekonomisine de katkı sağlayacaktır.

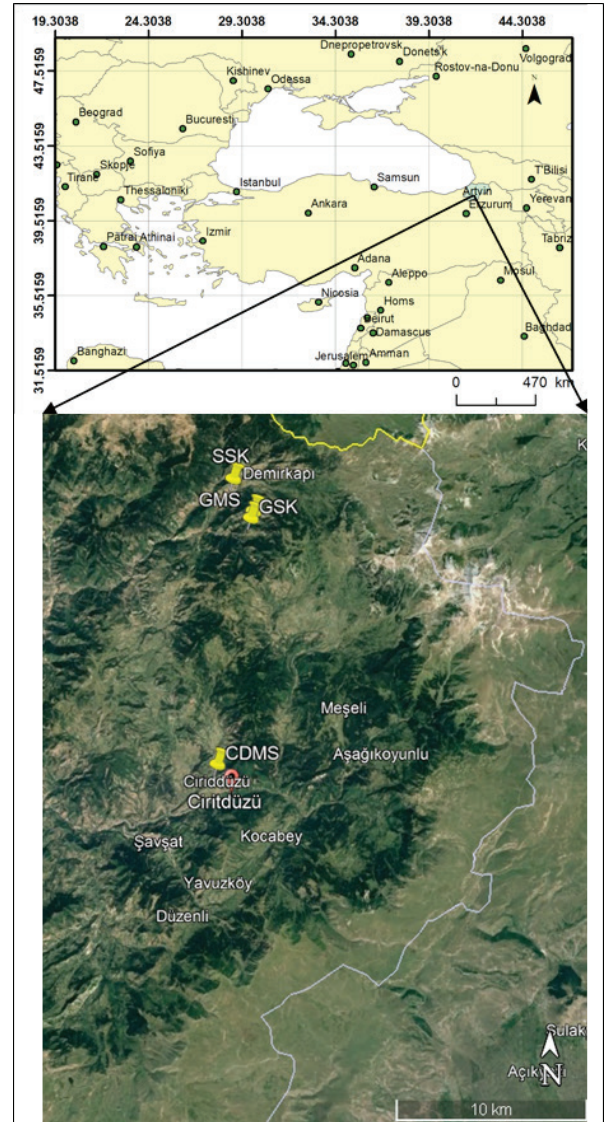
Artvin İli, Şavşat İlçesi Ciritdüzü Köyü'nde yer alan mineralli su kaynağı ilkel kaptaj yapısı ile yöre halkı tarafından kullanılmaktadır. Bu çalışmada kaynağın kullanıma sunulabilmesi için hidrojeokimyasal özellikleri ve sağlık açısından önemi araştırılmıştır.

MATERYAL ve YÖNTEM

Çalışma Alanı

İnceleme alanı Artvin ili Şavşat ilçesi Ciritdüzü Köyü (Şekil 1)'nde yer almaktadır. Çalışma alanında her mevsim yağışlı, yazlar serin, kışları kıyılarda ılık, üst kesimlerde soğuk ve kar yağışlı olan Karadeniz İklimi görülmektedir. Meteoroloji Genel Müdürlüğünden alınan son on yılın ortalamalarına göre Şavşat İlçesinde ortalama yıllık yağış 579,6 mm, yıllık ortalama sıcaklık ise 9,9 °C'dir. Alanda en sıcak ay 20,8 °C ortalama ile Ağustos, en soğuk ay -1,8 °C ortalama ile Ocak ayıdır. En yüksek yağış değeri 88,6 mm olarak Haziran ayında, en düşük yağış değeri ise

24,9 mm ile Mart ayındadır. Yıllık potansiyel buharlaşma değeri 644,4 mm, Yıllık gerçek buharlaşma-terleme değeri ise 484,3 mm'dir. Yağışın yaklaşık %83'ü buharlaşma-terleme yolu ile tekrar atmosfere geri dönmektedir.



Şekil 1. Çalışma alanının yerbulduru haritası.

Figure 1. Location map of the study area.

Örnekleme ve Analiz İşlemleri

Su-kayaç etkileşimlerini incelemek amacıyla çalışma alanında yüzeylenen kayalardan ve su kaynaklarından örnekleme yapılmıştır (Şekil 2). Kayaç kimyasını belirlemek amacıyla Mayıs-2016 tarihinde kayaç örnekleri alınmış, kaynak sularının majör anyon-katyon, ağır metal ve izotop içeriklerini belirlemek amacıyla Mayıs 2016-Temmuz 2017 tarihleri arasında üç kez yerinde ölçüm ve örnekleme yapılmıştır. Örnekleme işlemlerinde polietilen şişeler kullanılmıştır. Ağır metal analizleri için alınan örneklere ultra saf nitrik asit eklenerek örneğin pH'ının 2'nin altına düşmesi sağlanmıştır. Örnekleme işleminde majör anyon-katyonlar, iz elementler ve trityum izotopu için 500 ml, ^{18}O , ^2H ve ^{13}C izotop analizleri için 50 ml, ^{34}S izotop analizi için 750 ml'lik polietilen şişeler kullanılmıştır. Örnek alınan su noktalarında yerinde suların T (sıcaklık), EC (özgül elektriksel iletkenlik), pH, tuzluluk, TDS (Toplam Çözünmüş Madde Miktarı), DO (Çözünmüş Oksijen) ölçümleri YSI-556 model çok parametrelili ölçüm aleti ile yapılmıştır. Arazide ölçülen pH, sıcaklık ve kimyasal analiz sonuçları kullanılarak AquaChem 2014.1 içerisinde yer alan PHREEQC yazılımı ile suların doygunluk indisleri hesaplanmıştır.

Örneklenen suların majör iyon analizleri, Hacettepe Üniversitesi Hidrojeoloji Mühendisliği Bölümü su kimyası laboratuvarında iyon kromatografi tekniği, iz element analizleri ise İndüktif Eşlenik Plazma-Kütle Spektrometresi (ICP-MS) yöntemi ile yaptırılmıştır. ^{18}O , ^2H ve ^{13}C izotop analizleri ISO Analitik Laboratuvarında (İngiltere) İzotop Oranı Kütle Spektrometresi (IRMS) tekniği, sıcak sulardaki sülfattaki ^{18}O ve ^{34}S analizleri İzotop Oranı Kütle Spektrometresi tekniği ile Isotope Tracer Technologies Inc (Kanada) Laboratuvarı'nda yaptırılmıştır. Trityum analizleri sıvı sintilasyon sayma tekniği ile Hacettepe Üniversitesi Hidrojeoloji Mühendisliği Bölümü Kütle Analiz Laboratuvarında yaptırılmıştır. Kayaçların iz element analizleri ACME Laboratuvarı'nda (Kanada) İndüktif

Eşlenik Plazma-Kütle Spektrometresi (ICP-MS) ile yapılmıştır. Kararlı izotop analizlerinde standart sapmalar ^{18}O için ‰ 0,11, döteryum için ‰ 0,90 dir.



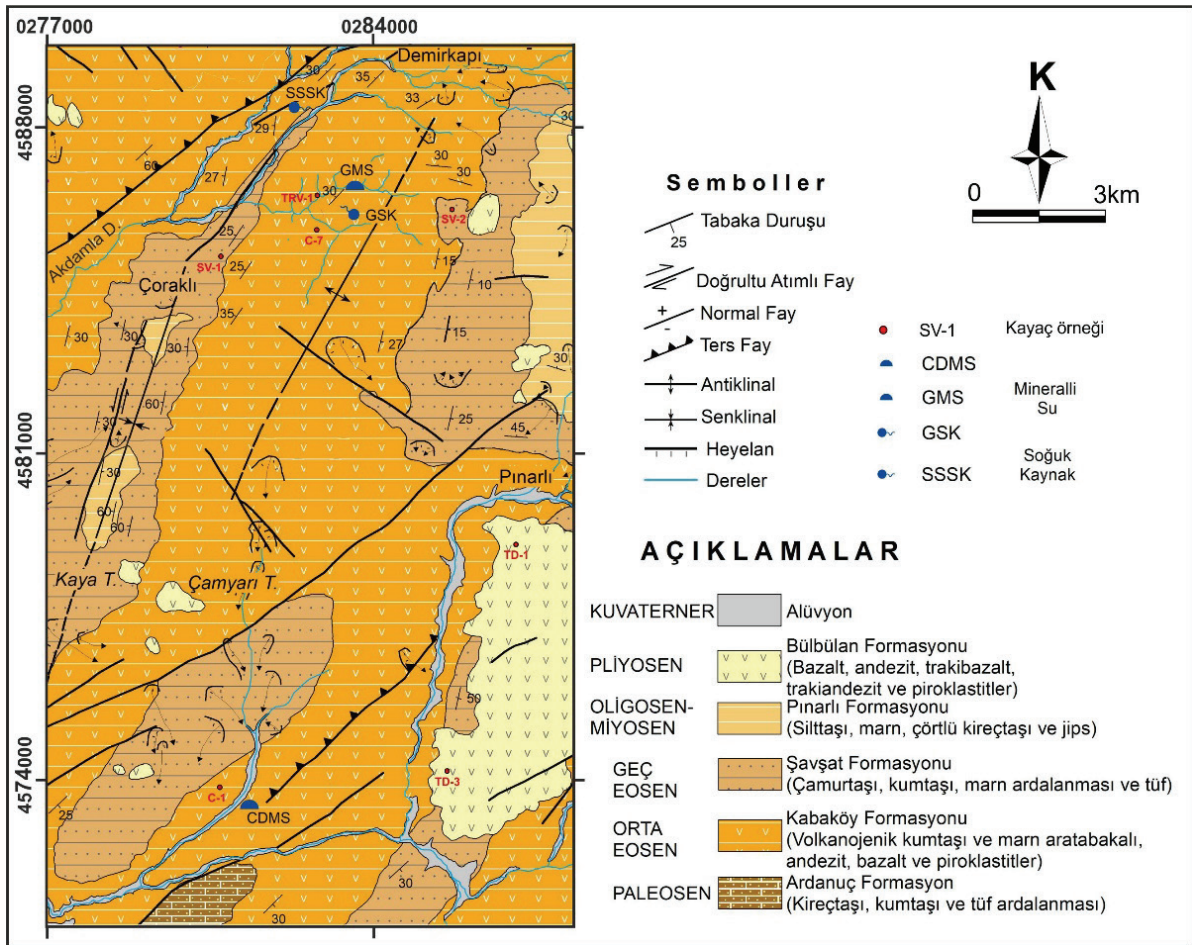
Şekil 2. Çalışma alanında örneklenen suların arazideki görünüşleri.

Figure 2. Field views of the springs sampled in the study area.

BULGULAR ve TARTIŞMA

Jeoloji

Çalışma alanında en altta gri, beyaz renkleriyle belirgin kireçtaşı, kumtaşı, tuf ve kıltaşı ardalanmasından oluşan Ardanuç Formasyonu (Erendil vd.,1989) yer almaktadır (Şekil 3).



Şekil 3. Cirirdüzü (Şavşat-Artvin) alanının jeoloji haritası (Erendil vd, 1989 ve Konak vd, 1998'den sadeleştirilmiştir).
Figure 3. Geological map of Cirirdüzü (Şavşat-Artvin) (simplified from Erendil et al, 1989 and Konak et al, 1998).

Genellikle ince tabakalı olmasına rağmen yer yer orta tabakalı olarak gözlenen Ardanuç Formasyonu (Erendil vd., 1989) üzerine Eosen yaşlı volkanik kayalar uyumsuz olarak gelmektedir. Birim üzerine uyumsuz olarak volkanojen kumtaşları ile başlayarak piroklastiklerle devam eden Kabaköy Formasyonu (Güven, 1993) gelir. Birim tabanda kalınca bir çamurtaşı katmanı içeren volkanitlerden oluşur. Volkanitlerin mikroskopik tayinleri ojit bazalt olduklarını göstermiştir. fenokristal olarak plajiyoklas, ojit ve opak minerallerinin bulunduğu kayaçta ikincil olarak kalsit ve klorit bulunmaktadır. Birimin üst

seviyelerini yaklaşık 200 m kalınlığında andezit türü kayalar oluşturur (Subaşı, 2019).

Bu birimin üzerinde çamurtaşı-silttaşı-kumtaşı arıdanmasından oluşan türbiditik özellikte Şavşat Formasyonu (Erendil vd., 1989) bulunur. Tabanda yuvarlak küçük çakıllardan oluşan birim üstlere doğru sarımsı renkte kumtaşı, silttaşı ve marnlardan oluşur (Şekil 3). Şavşat Formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla silttaşı, marn, gösel çörtlü kireçtaşı ve jips mercceklerinden oluşan Pınarlı Formasyonu (Karaköse vd., 1994; Konak vd., 1998) gelmektedir. Pınarlı formasyonunu gri renkli, orta tabakalı olan kumtaşı ve silttaşları

oluşturur. Bu kaya türleri arasında marn, gösel çörtlü kireçtaşı ara katkıları ve jips mercekleri gözlenir. Bu jipsli seviyelerin bulunduğu yerlerde değişik boyutlarda heyelanlar meydana gelmiştir. Alanın en genç birimleri trakibazalt, hornblend andezit ve piroklastik kayalardan oluşan Bülbülan Formasyonu (Erendil vd., 1989) oluşturur. Birimin volkanitlerinin mikroskopik incelemelerinde trakibazalt, trakiandezit, hornblend andezit ve altere türlerinin olduğu tespit edilmiştir. Trakibazaltlar içerisinde ana mineraller plajiyoklas mikrolitleri, daha az miktarda da ojit mikrokristalleri, ikincil olarak ise kalsit bulunmaktadır. Trakiandezitlerde esas mineraller plajiyoklas, sanidin, hornblend ve opak, ikincil mineraller ise klorittir. Hornblend andezitler hem mikrolit hem de fenokristal olarak plajiyoklas ve hornblend mineralleri içerirler. Bülbülan Formasyonu kendisinden daha yaşlı birimler üzerinde aşıl uyumsuzlukla yer alırlar (Subaşı, 2019).

Hidrojeoloji

Genellikle kırıntılı tortul kayalar ve volkanik kayaların yüzeylendiği çalışma alanında kayaların birincil poroziteleri genel olarak düşüktür. Ardanuç Formasyonunun kumtaşı ve tüflü seviyeleri geçirimsiz özelliktedir. Alanda geniş yüzlekler veren Eosen yaşlı Kabaköy Formasyonu yer yer kırıntılı yer yer de volkanik kayalardan meydana gelir. Volkanojenik kumtaşları ve piroklastik seviyeler ve andezit-bazalt türü kayaların kırıklı yapıya sahip olan kesimleri geçirimsizdir. Çamurtaşı-silttaşı-kumtaşı ardalanmasından meydana gelen Şavşat Formasyonu ve Pınarlı Formasyonunun kumtaşı ve silttaşı düzeyleri geçirimsizdir. Birimlerin arasındaki marn ve jipsli seviyeler geçirimsiz düzeyleri oluşturur. Bülbülan Formasyonuna ait genç piroklastik birimler geçirimsiz iken, volkanik birimler çatlaklı oldukları alanlarda geçirimsiz özelliktedir (Subaşı, 2019).

Ciritdüzü Köyü ve çevresinde değişik debilerde boşalımı olan çok sayıda su kaynağı bulunmaktadır. Yüksek kotlardaki kar erimelerine bağlı olarak bir kısmı yazın veya sonbaharda kuruyan bu kaynakların bir kısmı ise her mevsim akışa sahiptir (Subaşı, 2019). Debileri yaklaşık 1 L/dak civarında ve sürekli akışa sahip olan kaynaklardan bazıları çeşitli şekillerde kaptaj edilmiş ve uzun yıllardan beri yöre halkı tarafından kullanılmaktadır. Pınarlı Formasyonu içerisinde boşalan ve yer yer küçük gölcükler oluşturan bu kaynaklar birim içerisinde çok sayıda heyelan türü kütle hareketlerine de sebebiyet vermiştir. Alandaki soğuk kaynakların bir kısmı normal soğuk sulara göre daha fazla iyon içeriğine sahiptir. Az sayıda da iyon içeriği yüksek olan mineralli su kaynakları bulunmaktadır. Bu çalışmada ilkel bir kaptaj yapısına sahip olan ve yöre halkı tarafından uzun yıllardır kullanılan Ciritdüzü Mineralli suyu, iyon içeriği diğer kaynaklara göre yüksek su kaynağı ve bir çeşmeden her mevsim akışı olan soğuk kaynak hidrokimyasal ve kullanılma özellikleri açısından araştırılmıştır.

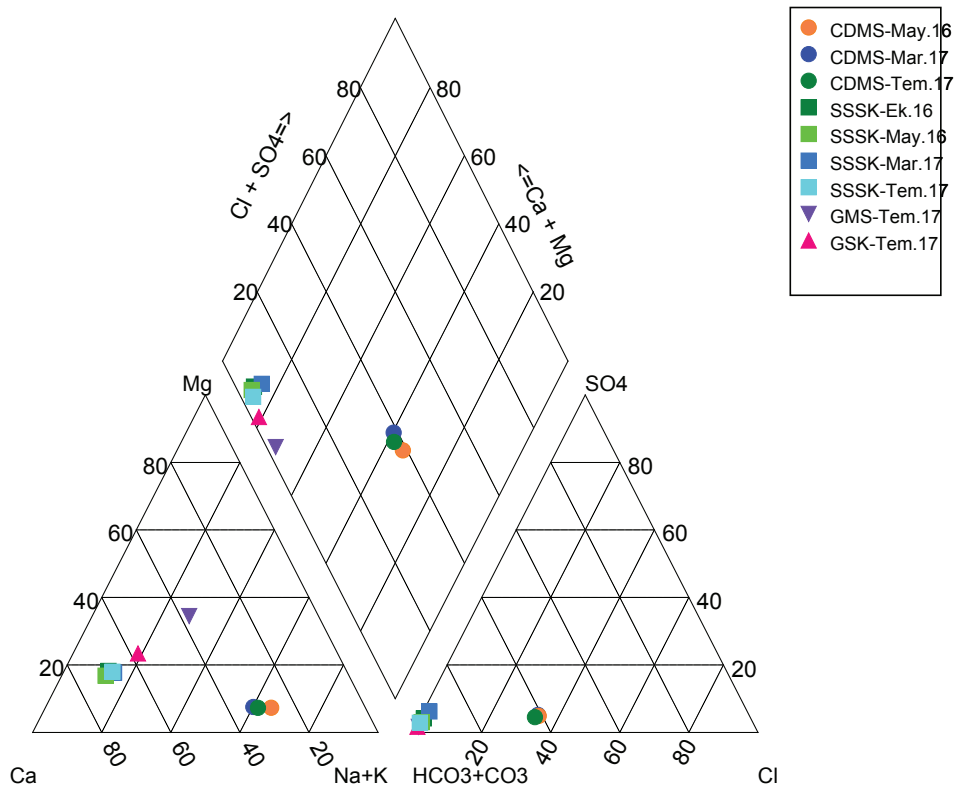
Hidrojeokimya

Ciritdüzü mineralli suyu (CDMS), iyon içeriği yüksek su (GMS) ve soğuk kaynak sularından (ŞSSK, GSK) örnekler alınmış ve yerinde pH, sıcaklık (T), çözülmüş oksijen (DO), özgül elektriksel iletkenlik (EC) ve toplam çözülmüş madde miktarı (TDS) değerleri arazide yerinde ölçülmüştür. Alınan örnek noktalarının tanımlamaları, koordinatları ve kot değerleri Çizelge 1’de verilmiştir. Aynı su noktalarında yerinde yapılan ölçümler ve majör iyon analizleri Çizelge 2’de verilmiştir. Yük-denge hata oranı (% e) ile kontrol edilen kimyasal analiz sonuçlarının hata oranının -5 ile 5 arasında ve kabul edilebilir düzeyde olduğu belirlenmiştir (Çizelge 2).

Çizelge 1. İncelenen su örneklerinin koordinat bilgileri ve su tipleri (Gültekin vd., 2019).

Table 1. Coordinate information and water types for analyzed water samples (Gültekin et al., 2019).

Örnek Adı	Koordinat	Kot	Türü	Tarih	Su Tipi
CDMS	0281351 - 4573470	1145	Mineralli su	Mayıs 16	Na-Ca-HCO ₃ -Cl
				Mart17	Na-Ca-HCO ₃
				Tem17	Na-Ca-HCO ₃
GMS	0283639 - 4586548	1600	Mineralli su	Tem17	Ca-Mg-Na-HCO ₃
				Mayıs16	Ca-HCO ₃
SSSK	0282628 - 4588250	1550	Soğuk su kaynağı	Ekim16	Ca-HCO ₃
				Mart17	Ca-HCO ₃
				Tem17	Ca-HCO ₃
GSK	0283484 - 4586187	1712	Soğuk su kaynağı	Tem17	Ca-Mg-HCO ₃



Şekil 4. Kaynak sularının Piper diyagramındaki konumları (Gültekin vd., 2019).

Figure 4. Location of spring waters on the Piper diagram (Gültekin et al., 2019).

Çizelge 2. İncelenen sulara ait fiziksel ve kimyasal özellikler (birimler mg/L'dir.) (Gültekin vd., 2019).
Table 2. Physical and chemical properties of the studied waters (Units are mg/L) (Gültekin et al., 2019).

Örnek Adı	T (°C)	pH	EC (µS/cm)	TDS	DO	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻²	SO ₄ ⁻²	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	F ⁻	Li	Br	SiO ₂	B	% (e)	
May16	12,00	6,20	2741	2369	2,98	369,40	60,07	1003,50	22,28	2379,0	0,00	150,0	772,0	<0,01	0,75	0,63	0,27	1,59	117,0	22,93	-2,89	
Mart17	10,60	6,57	2859	2562	3,00	440,35	62,38	920,51	30,67	2562,0	0,00	172,4	821,1	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	71,94	23,87	0,5	
Tem17	11,40	6,50	3985	2589	2,00	461,85	65,62	1030,24	31,57	2691,1	0,00	153,9	831,6	0,28	0,86	0,37	0,36	0,44	75,70	142,1	-2,35	
ort.	11,33	6,42	3195	2507	2,66	423,8	62,69	984,75	28,17	2544	0,00	158,7	808,2	0,28	0,54	0,33	0,32	0,68	88,21	62,98		
May16	9,22	7,59	155	144	9,94	55,75	8,07	11,46	0,08	191,3	0,00	4,79	1,25	<0,01	0,98	0,06	<0,01	<0,01	8,91	<0,5	-4,53	
Ekim16	9,00	8,14	171	156	10,50	54,72	8,77	11,63	0,14	195,0	12,0	7,59	1,56	0,00	1,07	0,06	0,00	0,00	12,30	0,69	-2,28	
Mart17	8,00	8,14	174	165	8,80	52,81	8,41	13,11	0,12	189,1	12,0	11,34	2,38	0,00	1,11	0,09	0,00	0,00	11,15	<1	-1,43	
Tem17	11,30	8,00	226	146	10,00	56,09	9,02	13,29	0,15	221,2	0,00	5,16	0,89	0,00	0,94	0,05	0,00	0,01	11,35	<1	-4,78	
ort.	9,38	7,97	181	153	9,81	54,84	8,57	12,37	0,12	199,1	6,00	7,22	1,52	0,00	1,03	0,07	0,00	0,00	10,93	0,69		
GMS	Tem17	13,00	7,58	522	341	1,50	74,71	41,75	62,68	2,79	550,1	0,00	7,35	3,19	0,02	0,19	0,98	0,02	0,02	26,40	<1	-3,88
GSK	Tem17	8,04	7,87	274	178	10,00	56,38	13,84	20,99	0,06	269,1	0,00	3,68	0,89	0,02	0,88	0,04	0,00	0,02	40,80	<1	-3,96

Yerinde yapılan ölçümlere göre Ciritdüzü mineralli suyunun ortalama sıcaklığı 11,33 °C, EC değeri, 3.195 µS/cm, pH değeri 6,42 ve DO değeri 2,9 mg/L olarak ölçülmüştür. Bataklik bir alanda boşalan GMS'nin sıcaklığı 13 °C, EC değeri 522 µS/cm, pH'ı 7,58 ve DO değeri 1,50 mg/L'dir. Normal kaynak sularından (ŞSSK)'ın sıcaklığı 9,38 °C, EC değeri 181 µS/cm, pH değerleri 7,97 ve DO değeri 9,81 mg/L; GSK'nın sıcaklığı 8,04 °C, EC değeri 274 µS/cm, pH değerleri 7,87 ve DO değeri 10 mg/L dir (Gültekin vd., 2019).

Hakim anyon ve katyonları Na ve HCO₃ iyonlarının oluşturduğu Ciritdüzü mineralli suyunda SiO₂ 88,21 mg/L, B değeri yaklaşık 62 mg/L, Li, Br, F değerleri ise 1 mg/L'nin altındadır. Diğer kaynaklarda hakim anyon-katyon çiftini Ca ve HCO₃ iyonları oluşturmaktadır.

Kaynakların Piper diyagramındaki konumları incelendiğinde CDMS'nin Na+K -HCO₃; GMS'nin karışık, diğer kaynak sularının ise Ca-HCO₃ tipinde olduğu görülmektedir (Şekil 4).

Schoeller diyagramı incelendiğinde CDMS dışındaki kaynakların iyon konsantrasyonlarını birleştiren doğruların birbirine paralel olduğu, CDMS'nin ise Na ve Cl iyonları açısından farklılık gösterdiği görülmektedir (Şekil 5).

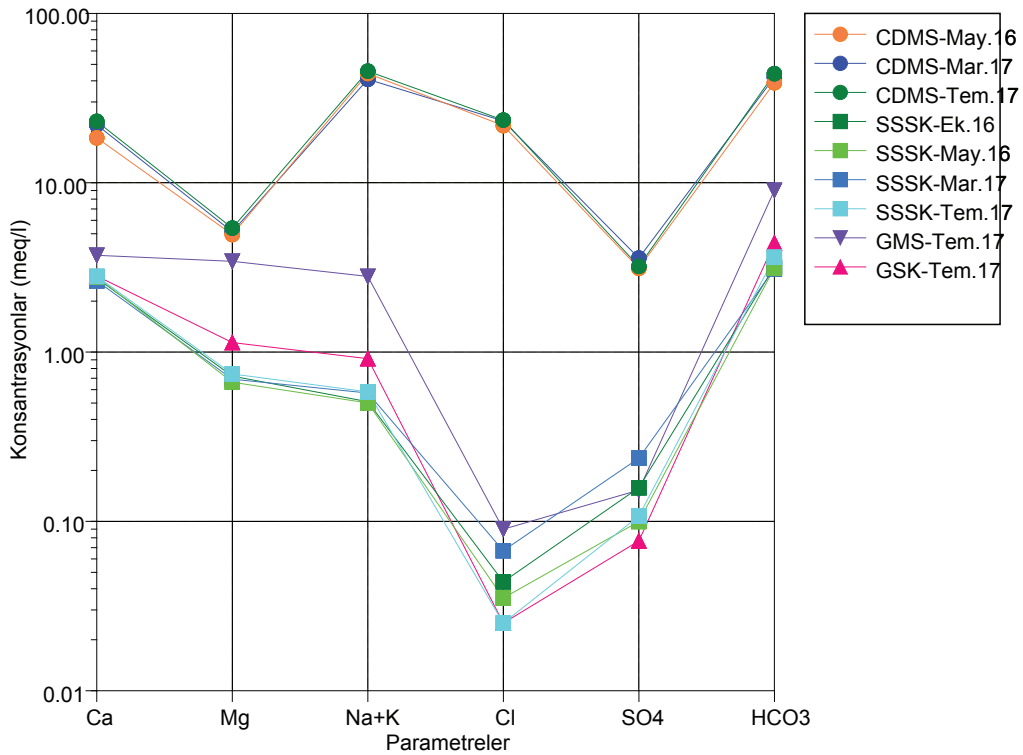
Suların Doygunluk Durumları

Suların doygunluk durumlarının değişimi, hidrokimyasal evrimin safhalarını belirlemede yardımcı olur ve hangi kimyasal reaksiyonların su kimyası üzerinde etkili olduğunu göstermesi (Drever, 1997; Langmuir, 1997) açısından önemlidir. Mineralli suların kabuklaşma ve korozyon özelliklerinin önceden bilinmesi, suların üretilmesi ve işletilmesi aşamasında oluşabilecek çökellerin önlenmesi ve ekonomik açıdan son derece önemlidir. Ayrıca yeraltı sularında oluşan kimyasal tepkimeler, hidrokimyasal ortam hakkında yorum yapabilme olanağı da sunmaktadır.

İnceleme alanlarında yüzeylenen kayalarda mikroskobik olarak birincil ve ikincil mineraller belirlenmiş ve bu minerallere göre alanlarda örnekleme yapılan suların doygunluk indisleri (SI) incelenmiştir. Sahada yüzeylenen volkanik kayalarda birincil mineralleri plajyoklas, ojit, hornblend ve kuvars gibi silikatlı mineraller, ikincil mineralleri ise kalsit, kuvars ve klorit türü mineraller oluşturur. Seçilen minerallerden SI değerleri anlamsız olanları (-40 gibi) dikkate alınmamıştır. SI değerleri incelendiğinde Cirirdüzü mineralli suyu ve kaynak suyu genel olarak kil grubu minerallere ve hematit götit gibi demirli minerallere aşırı doygunluk göstermektedir (Gültekin vd., 2019). Mineralli suyun ayrıca albit, K-feldispat ve illite doymuş olduğu, kalsit, aragonit ve dolomit türü minerallerle denge durumunda, jips, anhidrit ve sölestin gibi sülfatlı minerallere ise doymadığı belirlenmiştir (Çizelge 3).

Su-Kayaç Etkileşimi

CDMS'nin majör iyon ve iz element içerikleri soğuk kaynak sularıyla karşılaştırıldığında bu değerlerin birbirlerinden oldukça farklı olduğu görülmektedir. Bu durum yer altı ve yüzey sularının etkileşimde buldukları kayaların kimyası, sıcaklık, pH, Eh vb. faktörlerden ve iklim koşullarından kaynaklanmaktadır. Dolayısıyla suların majör iyon kimyasını etkileyen hidrokimyasal süreçleri belirlemek için Hounslow (1995)'e göre bir değerlendirme yapılmış ve elde edilen sonuçlar Çizelge 4'te verilmiştir. Majör iyonlardan CDMS'de Na ve HCO₃ konsantrasyonlarını etkileyen süreçlerin soğuk sulara göre farklı olduğu belirlenmiştir. Bu durum analizlerle de görülmektedir.



Şekil 5. Kaynak sularının Schoeller diyagramındaki konumları (Gültekin vd., 2019).

Figure 5. Location of spring waters on the Schoeller diagram (Gültekin et al., 2019).

Çizelge 3. Çalışılan suların doygunluk durumları (Gültekin vd., 2019)

Table 3. Saturation status of the studied waters (Gültekin et al., 2019)

Mineraller	Formül	CDMS	SSSK
Albit	NaAlSi ₃ O ₈	1,48	-3,01
Anhidrit	CaSO ₄	-1,47	-3,15
Aragonit	CaCO ₃	0,00	-0,20
Barit	BaSO ₄	0,82	-
Ca-Montmorillonit	Ca _{0.165} Al ₂ 33Si ₃ 67O ₁₀ (OH) ₂	7,10	1,91
Kalsit	CaCO ₃	0,16	-0,04
Sölestin	SrSO ₄	-3,49	-4,17
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-0,32	-0,82
Florit	CaF ₂	-0,94	-3,27
Jips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-1,21	-2,90
Götüt	FeOOH	3,38	7,54
Halit	NaCl	-4,77	-9,37
Hematit	Fe ₂ O ₃	8,70	17,01
İllit	K _{0.6} Mg _{0.25} Al ₂ 3Si ₃ 5O ₁₀ (OH) ₂	5,54	0,12
K-Feldispat	KAlSi ₃ O ₈	2,33	-2,62
K-Mika	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	12,20	5,95
Kaolinit	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	7,41	3,93
Amorf Silis	SiO ₂	1,15	0,07
Rodokrozit	MnCO ₃	-2,51	-
Siderit	FeCO ₃	-1,37	-0,88
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-7,00	-5,26
Viterit	BaCO ₃	-3,23	-

İz Elementler

Çalışma alanındaki yüzeylenen kayalar ile bu kayalardan yüzeye ulaşan sularının kimyasal benzerliklerini karşılaştırmak amacı ile sulardan ve kayalardan iz element analizleri yapılmıştır. Çeşitli türlerdeki kayaların ve su örneklerinin iz element değerleri Çizelge 5'te verilmiş olup, değişimleri ise Şekil 6'da gösterilmiştir. Şekil 6 incelendiğinde kayalarda yüksek olan Al, Zn, Fe, Mn, Ni, Sr, Zr, Ba Pb gibi iz elementler sularda da yüksek konsantrasyonlarda, Be, Cr, Co, Tl, Th Hf, Cs, Ag, Y, Se gibi iz elementler ise hem kayalarda hem de sularda düşük konsantrasyonlardadır.

Çizelge 4. Katyon ve anyon değişimlerine bağlı su-kayaç etkileşimi (Hounslow, 1995).

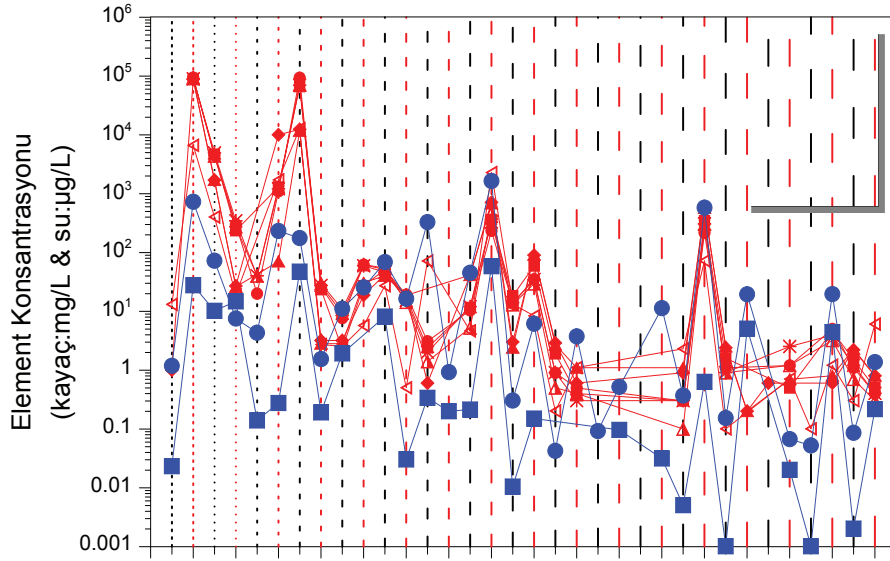
Table 4. Water-rock interaction due to cation and anion exchange (Hounslow, 1995).

Parametreler	CDMS	GMS	SSSK	GSK
HCO ₃ /SiO ₂	74,881 Karbonat ayrışması 0,026	43,897 Karbonat ayrışması 0,076	41,064 Karbonat ayrışması 0,156	13,894 Karbonat ayrışması 0,348
SiO ₂ /(Na+K-Cl) (Na ⁺ +K ⁺ -Cl ⁻)/ (Na ⁺ +K ⁺ -Cl ⁻ +Ca ²⁺)	0,494 Kasyon değişimi 0,656	0,421 Kasyon değişimi 0,968	0,169 Kasyon değişimi 0,958	0,245 Kasyon değişimi 0,973
Na ⁺ /(Na ⁺ +Cl ⁻)	0,190 ve 74,88 Halit-albit dışındaki farklı sodyum kaynağı, iyon değişimi	0,480 ve 74,88 Halit-albit dışındaki farklı sodyum kaynağı, iyon değişimi	0,210 ve 41,06 Halit-albit dışındaki farklı sodyum kaynağı, iyon değişimi	0,288 ve 28,29 Halit-albit dışındaki farklı sodyum kaynağı, iyon değişimi
Mg/(Ca+Mg) ve HCO ₃ /Si	0,878 ve 6,50 Kireçtaşı-dolomit ayrışması	0,961 ve 7,58 Kireçtaşı-dolomit ayrışması	0,963 ve 8,00 Kireçtaşı-dolomit ayrışması	0,973 ve 7,87 Kireçtaşı-dolomit ayrışması
Ca ²⁺ /(Ca ²⁺ +SO ₄ ²⁻) ve pH ₄	Jipsten farklı kalsiyum kaynağı-karbonat veya silikatlar 0,285	Jipsten farklı kalsiyum kaynağı-karbonat veya silikatlar 0,010	Jipsten farklı kalsiyum kaynağı-karbonat veya silikatlar 0,007	Jipsten farklı kalsiyum kaynağı-karbonat veya silikatlar 0,005
Cl ⁻ /Σanion	Kayaç ayrışması 0,535	Kayaç ayrışması 0,966	Kayaç ayrışması 0,950	Kayaç ayrışması 0,962
HCO ₃ /Σanion	Deniz suyu veya tuzlu su	Silikat veya karbonat ayrışması	Silikat veya karbonat ayrışması	Silikat veya karbonat ayrışması

Çizelge 5. Kayaç ve su örneklerinin iz element konsantrasyonları (konsantrasyonlar kayaçlarda mg/L; sular µg/L)'dir).

Table 5. Trace element concentrations in rock and water samples (concentrations are mg/L in rocks and µg/L in water).

	Kayaç Örnekleri						Su Örnekleri		
	SV-1	SV-2	TD-1	TD-3	C-1	C-7	TRV-1	CDMS	ŞSSK
Be	<1	<1	1	<1	<1	<1	13	1,174	0,023
Al	9,46E+04	9,04E+04	8,75E+04	8,76E+04	9,36E+04	8,90E+04	6,60E+03	723	27,31
Ti	4,50E+03	4,70E+03	1,70E+03	1,70E+03	4,40E+03	4,90E+03	4,00E+02	71,74	10,06
V	301	235	27	26	274	342	19	7,441	14,54
Cr	2,00E+01				4,00E+01	4,00E+01		4,267	0,138
Mn	1,10E+03	1,30E+03	1,00E+42	7,00E+01	1,30E+03	1,20E+03	1,70E+03	229,36	0,273
Fe	9,35E+04	6,63E+04	1,24E+04	1,17E+04	7,07E+04	6,91E+04	1,27E+04	173,7	46,673
Co	26	23,4	3,2	2,8	29,6	27,4	2,7	1,5255	0,1883
Ni	7,7	2,3	3,2	2,8	10,8	9,2	2,5	10,970	1,894
Cu	62	27,2	18,8	30,6	62,4	58,9	5,7	25,27	bdl
Zn	51	51	42	40	54	46	27	68,31	8,039
Ga	19,3	17,1	18,9	18,7	14,3	15,2	0,5	16,201	0,03
As	3,1	2,4	0,6	<0,5	1,4	2	71,1	324,85	0,3345
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,918	0,198
Rb	10,4	11,6	40,9	41,2	5,2	11,9	4,6	44,775	0,210
Sr	233,8	360,5	712,8	679,7	464,1	329	2266	1620	57,51
Y	13,6	18,2	3	2,4	12,9	13,9	13,2	0,301	0,0103
Zr	35,1	59,2	89,9	91,1	29,4	34,5	8,3	6,1115	0,148
Nb	0,9	1,9	2,9	2,7	0,5	0,9	0,2	0,042	bdl
Mo	0,5	0,4	0,6	1,1	0,4	0,3	1,1	3,696	bdl
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,091	bdl
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,512	0,0955
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	bdl	bdl
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	11,229	0,031
Cs	0,3	0,3	0,9	1,1	0,1	0,3	2,3	0,3655	0,005
Ba	216	346	591	572	301	305	72	573,85	0,6255
Hf	1,1	1,6	2,4	2,5	0,9	0,9	0,1	0,1515	0,001
Ta	<1	<1	0,2	0,2	<1	<1	<1	19,256	5,017
W	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	bdl	bdl
Au	1,2	0,5	<0,5	0,7	1,2	2,5	0,7	0,0665	0,02
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,052	0,001
Pb	5	4,6	0,6	0,8	3,2	3,9	1,2	19,42	4,387
Th	1,1	1,5	2,2	2,3	0,7	1,2	0,3	0,085	0,002
U	0,4	0,5	0,8	0,8	0,3	0,4	6	1,358	0,215



Şekil 6. İz elementlerin sularda ve kayalarda dağılımı.

Figure 6. Distribution of trace elements in water and rocks.

Çizelge 6. İncelenen su örneklerinin izotop analiz sonuçları (Gültekin vd., 2019).

Table 6. Isotope analysis results for the analyzed water samples (Gültekin et al., 2019).

Örnek No	Tarih	δD v-SMOW	$\delta^{18}O$ v-SMOW	T (TU)	$\delta^{13}C$ v-PDB	$\delta^{34}S$ (SO ₄) VCDT	$\delta^{18}O$ (SO ₄) v-SMOW
CDMS	Mayıs16	-94,81	-12,4	3,59	7,65	7,7	6,7
	Mart17	-95,78	-12,45	3,13			
GMS	Tem17	-94,88	-12,48	1,95	9,55	6,4	6,0
	Tem17	-96,29	-13,39				
ŞSSK	Mayıs16	-88,19	-12,95	4,67	-15,4	3,4	0,0
	Ekim16	-89,96	-12,67	4,37			
	Mart17	-86,58	-12,33	4,35	-12,36	4,3	1,7
GSK	Tem17	-88,38	-12,59	5,70			
SAVSTKAR	Tem17	-88,17	-12,60				
	Mart17	-120,97	-17,56	5,77			

Çevresel İzotop Hidrolojisi

Sulardaki doğal izotoplar sıcaklığa, fiziko-kimyasal süreçlere, su-kayaç etkileşimine duyarlı olmaları nedeni ile son yıllarda hidrojeolojik özelliklerinin belirlenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu çalışmada su kaynakları ve alandan alınan kar örneğinin izotop analizleri

değerlendirilmiştir. Oksijen-18 (^{18}O) ve döteryum (2H) suların olası beslenme yükseltilerinin belirlenmesinde, trityum (3H) ise bağlı yaş ve geçiş sürelerinin belirlenmesi amacıyla kullanılmıştır. Sulardaki karbonun kökenini belirlemek için Karbon-13 (^{13}C), sülfatın kökenini belirlemek içinde sülfatta ^{18}O ve kükürt-34 (^{34}S) izotopları kullanılmıştır (Çizelge 6).

Suların $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{H}$ değerleri Dünya meteorik su doğrusu (DMD) ve Doğu Karadeniz Meteorik Su Doğrusu (DKMSD) arasında kalmaktadır (Şekil 7). CDMS, kaynak suları ve kar örneğine ait analiz sonuçları grafikte farklı alanlarda yer almaktadır. CDMS'nin diğer sulara göre daha pozitif $\delta^{18}\text{O}$ değerine sahip olması kayaçlarla etkileşimin daha uzun olduğunun ve daha yüksek kotlardan beslendiğinin göstergesidir (Şekil 7).

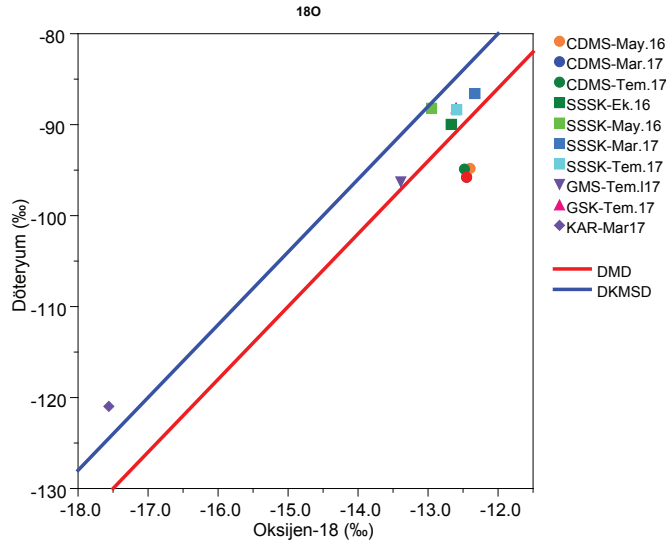
Mineralli suda sülfattaki $\delta^{34}\text{S}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri kaynak suyundan daha pozitifdir. CDMS'nin $\delta^{34}\text{S}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri denizel evaporitler, karasal evaporitler ve atmosferik sülfatın karışımını yansıtırken soğuk sulardaki sülfat ise karasal evaporitlerden kaynaklanmaktadır (Clark ve Fritz, 1997). Bu değerler muhtemelen alanda yüzeylenen Pınarlı formasyonuna ait jipsli seviyelerden kaynaklanmaktadır.

Sulardaki $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ değerleri CDMS'de pozitif iken diğer kaynak suyunda negatif değerlerdedir. Bu durum karbon kökeninin sularda farklı kaynaklardan olabileceğini göstermektedir.

CDMS'deki karbonun kökeni metamorfik CO_2 'den, kaynak sularında ise inorganik karbon tatlı su karbonatlarından kaynaklanmaktadır (Clark ve Fritz, 1997).

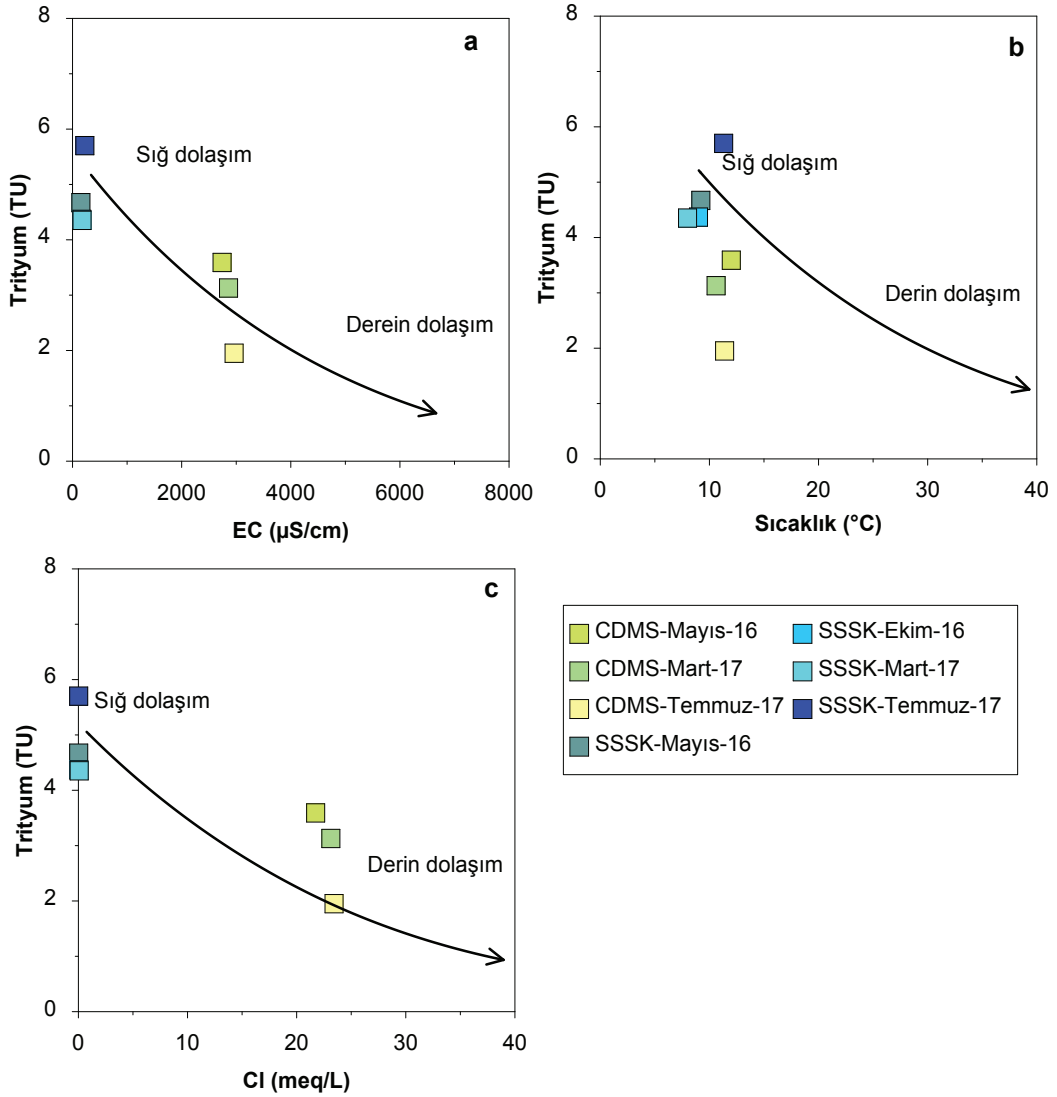
Tritiyum Verilerinin Değerlendirilmesi

Yeraltısuyu sistemlerinde su molekülü içinde bulunması nedeniyle bir izleyici olarak trityum, yeraltında kalış sürelerinin göreceli tahmini için kullanılmıştır. Suların trityum değerleri 1,95 TU ile 5,70 TU arasında değişir. Küçük değerler CDMS'de yüksek değerler kaynak sularında gözlenmektedir. Elektriksel İletkenlik (Eİ) ve Cl^- değerlerinin yeraltı suyunun rezervuarda kalış süresi ile doğru orantılı olarak artmasından dolayı örneklerin $^3\text{H} - \text{EC}$, $^3\text{H} - \text{Cl}^-$ ve $^3\text{H} - \text{sıcaklık}$ ilişkileri incelenmiştir. Bu grafiklere göre CDMS'nin soğuk kaynaklara göre derin dolaşım olduğu belirlenmiştir. Mineralli su ve soğuk kaynak sularının trityum ve Eİ değerleri negatif yönde anlamlı bir ilişki oluşturmuştur (Şekil 8).



Şekil 7. İncelenen suların $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ grafiği. Küresel ($\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+10$; Craig, 1961) ve Doğu Karadeniz Meteorik Su Doğrusu ($\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+16$; Ekmekçi ve Gültekin, 2015), (Gültekin vd., 2019).

Figure 7. $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ graph for the studied waters. Global ($\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+10$; Craig, 1961) and Eastern Black Sea Meteoric Water Line ($\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+16$; Ekmekçi and Gültekin, 2015), (Gültekin et al., 2019).



Şekil 8. İncelenen sulara ^3H -EC (a), ^3H -Sıcaklık (b) ve ^3H -Cl (c) ilişkileri (Gültekin vd., 2019).

Figure 8. ^3H -EC (a), ^3H -Temperature (b) and ^3H -Cl (c) relationships in the studied waters (Gültekin et al., 2019).

Suların Tıbbi ve Klimatolojik Değerlendirmesi

Su, yaşamı sürdürmenin en temel ögesi olması yanında evrensel ve bilinen ilk ilaçtır. Bu nedenle yeraltı sıcak ve soğuk minerali sularının sağlık amaçlı kullanımı insanlık tarihi kadar eskidir. Günümüzde de ülkemizde ve Dünyanın birçok bölgesinde bu durum artarak devam etmektedir. Belli bir yöreye özgü yeraltı sıcak suları, gazlar ve çamurların (peloid) diğer tedavi araçları ile

kombine biçimde sağlığı korumak, geliştirmek ve hastalıkların tedavisi için belli bir süre ve plan dahilinde kullanımına kaplıca tedavisi adı verilir. Kaplıca tedavisinin en önemli yanını Balneolojik/balneoterapötik kaynaklar olarak adlandırılan, yörenin hidrosfer, atmosfer ve litosfer kaynaklı iyileştirici unsurları oluşturur (Erdoğan, 2002; Tenti vd., 2015; Fioravanti vd., 2017; Rapoliene vd., 2020). Bu kaynakların sağlık amaçlı olarak banyo, içme, soluma gibi belli bir yöntemle,

belirlenmiş doz ve sürede planlı ve kontrollü kullanımına balneoterapi denmektedir (Karagülle, 2002). Suyun fiziksel bileşimi ve mekanik ve termal etkilerinin yanı sıra mineral çözünenlerin emilimi ve potansiyel antiinflamatuvar etkileri, maden sularının etki mekanizmasında rol oynayabilir (Karagülle vd., 2017; Dandinoğlu vd., 2017). Doğal maden suları ile sindirim sisteminin uyarılmasının sağlandığı ve özellikle bikarbonatlı ve klorürlü maden sularının mide fonksiyonu üzerinde olumlu etkileri olduğu kanıtlanmıştır (Quattrini vd., 2017). Klorürlü maden suları esas olarak hidropinik tedavide, mide boşalmasını ve mide-duodenal peristaltizmi uyarmak için kullanılır (Bortolotti vd., 1999). Bağırsak fonksiyonu, kabızlık semptomlarının ve genel bağırsak hareketlerinin iyileştirilmesi sülfat ve magnezyum maden suları tarafından desteklenmektedir (Dupont vd., 2014; Bothe vd., 2015). Demir eksikliği anemisinde ve hamilelerde anemi tedavisinde demirli sular şiddetle tavsiye edilmektedir (Halksworth vd., 2003). İskelet sağlığı düzenli kalsiyum alımını gerektirir ve kalsiyumlu maden suları önemli bir besinsel kalsiyum kaynağı oluşturur (Bacciottini vd., 2004).

Tıbbi Ekoloji ve Hidroklimatoloji Anabilim Dalı tarafından il sağlık müdürlüklerinden alınan bilgilere dayanan yaklaşık on yıllık aralarla yapılan anketlerde her yıl ülkemiz nüfusunun %11'inin kaplıcalardan yararlandığı anlaşılmaktadır. Sağlık turizminin önemli bir parçası olan kaplıcalarımız yurt dışı hasta ve ziyaretçi sayısı yönünden de oldukça geri durumdadır. Organizasyon, bağlantı ve tanıtım sorunları, hizmetin kalite ve standardizasyonundaki aksaklıklar, üniversite sektör iş birliğinin zayıflığı gibi faktörler bu duruma yol açan nedenlerin bir kısmıdır. Tıbbın teknolojiye ve ilaç sektörüne dayalı yanının ön plana çıkması nedeniyle bilimsel çevrelerde kaplıca tedavisi ve etkileri hakkında yaygınlaşan inkâr tutumu, kaplıca tıbbi alanında bilimsel araştırmalardaki kalite sorunları ve buradan

kaynaklanan kanıt yetersizliği, sigorta ve sağlık hizmeti finanse eden kurumların desteğinin azalması kaplıca alanındaki yetersizliğin diğer nedenleri arasındadır (Erdoğan, 2012).

Karadeniz bölgesi gerek kıyı gerekse iç kesimlerinde önemli sıcak ve soğuk yeraltı mineralli su kaynaklarına sahip olmasına rağmen bölgeler arası sıralamada tesis ve yatak kapasitesi yönünden altıncı sırada yer almaktadır (Türkiye Maden Suları, 1975; Erdoğan, 2012). Bu orantısız durumun ortaya çıkışı önemli ölçüde bölge kaynaklarının yeterince incelenmemesi ve kullanıma sunulmamasıyla ilişkilidir. Eşsiz doğal ve tarihi güzelliklere sahip bölgenin sıcak ve soğuk sularının tedavi amacıyla değerlendirilmesi hem yurt içi hem de yabancı turizm ve hem de halk sağlığı açısından önemlidir.

Ciritdüzü Mineralli Su Kaynağı ve çevresindeki bazı soğuk kaynakların İstanbul Üniversitesi Tıbbi Ekoloji ve Hidroklimatoloji Anabilim Dalı tarafından sağlık amaçlı kullanımlarına esas olacak tıbbi değerlendirmeleri ve suların bulunduğu yörelerin biyometeorolojik değerlendirmeleri yapılmıştır. Araştırmaya konu olan kaynakların tıbbi değerlendirmelere esas olan sınıflaması, Avrupa Birliği mevzuatı (Directive, 80/777/ EEC), Avrupa Parlamentosu Doğal Mineralli Suların Kullanım ve pazarlanması hakkındaki Direktif (2009/54/EC), T.C. Sağlık Bakanlığı Doğal Mineralli Sular Hakkında Yönetmelik (2004) ve Uluslararası Hidrojeologlar Birliği (IAH, 1979) sınıflaması esas alınarak yapılmıştır. Avrupa Birliği Mevzuatına göre (Direktif, 80/777/ EEC) doğal bir kaynaktan elde edilen düşük mineral içeren sular kaynak olarak adlandırılır. Doğal mineralli sular ise bir yeraltı akiferinden bir veya daha fazla doğal boşalım (kaynak, mağara) veya kuyu açma yoluyla çıkan mikrobiyolojik olarak sağlıklı sular olarak tanımlanır.

Avrupa Birliği Mineralli Sular Direktifine göre (Direktif, 2009/54/EC) 11 °C sıcaklığa

sahip CDMS, yüksek mineralli, sodyumlu, kalsiyumlu, NaHCO_3^- ve klorürlü, içme kürlerinde etkili minimum konsantrasyonları açısından bikarbonatlı soğuk bir kaynaktır. CDMS’de ölçülen iz elementlerden antimon ve arsenik konsantrasyonları Doğal Mineralli Sular Hakkında Yönetmelik (2004/25657)’de verilen sınır değerin üzerinde ve sınır değere yakındır. CDMS’nin bor konsantrasyonları mevsimsel değişiklik göstermekle birlikte ortalama yaklaşık 62 mg/L olup, özellikle kurak dönemde en yüksek değerde belirlenmiştir. Bor konsantrasyonu ile ilgili olarak Doğal Mineralli Sular Hakkında Yönetmelik (2004/25657)’de bir sınır değer önerilmemiş olup, B_2O_3 (Borat) konsantrasyonlarının tespit edilmesi ve borat konsantrasyonunun da 30 mg/L’nin üzerinde olmaması önerilmektedir. Yüksek bor içerikli sularla ilgili çalışmalarda (Chruszcz-Lipska vd., 2021) tıbbi amaçlı kullanılması önerilen sulara Bor konsantrasyonunun sınır değeri 5 mg/L olarak önerilmiştir. Ülkemizde tıbbi amaçlı kullanımlarda bor konsantrasyonu için bir sınır değeri önerilmemiştir. CDMS’nin uzun süreli kullanımı söz konusu olduğunda bor konsantrasyonunu azaltıcı işlemlerin yapılması gereklidir. CDMS kaynağı içme kürlerinde etkili dozların üzerinde bikarbonat içeriğine sahiptir. Bu nedenle hem sindirim sisteminin asidite artışıyla seyreden peptik ülser, reflü gibi hastalıklarında (De Giglio vd., 2015; Quattrini vd., 2017), hem sodyum bikarbonatlı olmaları dolayısıyla kalp damar hastalıklarının önlenmesinde (Quattrini vd., 2017) hem de böbrek ve idrar yolu hastalıklarında özellikle taş oluşumunun önlenmesinde (Gürdal vd., 2002; Pinheiro vd., 2013) kullanılabilir kaynaklardır. Ayrıca bikarbonat içerikleri yanı sıra klorlu sudur ve bu sular mide duodenum hareketlerinin artırılması, sindirimin hızlanmasını sağlayabilirler (Bortolotti vd., 1999; Petraccia vd., 2006). CDMS, içme kürlerinde etkili miktar olan 500-1.000 mg/L kalsiyum içermemekle birlikte beslenme desteği olarak gerekli doz olan 150 mg/L üzerinde (423 mg/L) kalsiyum içermektedir

ve doğrudan içilmeye uygundur. CDMS beslenme desteği olarak kullanım sınırı olan 50 mg/L üzerinde magnezyum içermektedir. Bikarbonat anyonunun da kardiyovasküler riskleri azalttığına dair kanıtlar bulunması nedeniyle (Quattrini vd., 2017) CDMS doğrudan kardiyak hastalıkları önlemede kullanılabilir özelliktedir. Diğer kaynak sularından GMS normal kaynak sularına göre nispeten yüksek EC değerine ve iyon içeriğine sahip, majör iyonları bakımından karışık su tipindedir. ŞSSK ve GSK ise düşük mineralli, düşük sodyumlu sulardır. Bu sular içme kürlerinde kullanılan minimum konsantrasyonlarına göre herhangi bir gruba ait değillerdir.

Biyoklimsel Değerlendirme

Kaplıcaların bulunduğu bölgelerin doğal ve iklim koşullarının karakteristiğinin ayrılmaz bir parçası, farklı iklim endekslerinin olumsuz ve olumlu etki faktörlerini ve bunların insan vücudu üzerindeki kombinasyonlarını tanımlamaya olanak tanıyan biyoklimsel özelliktir (Tretiakova vd., 2018). İklim koşullarının tıbbi ve biyolojik özelliği, kaplıca bölgesinde rekreasyon amaçlı konaklayan turistlerin çevresel konfor derecesinin belirlenmesine olanak sağlar (Tretiakova vd., 2018). Kaplıca Yönetmeliği Madde 6. Kaplıca tedavileri sırasında tıbbi değerlendirmeye göre kullanılan doğal tedavi yöntemlerini belirtmektedir. Bu yöntemler: a) Balneoterapi: Banyo kürleri, içme kürleri, inhalasyon kürleri, peloidoterapi ve diğer balneoterapi yöntemleri, b) Klimaterapi (İklim Tedavisi): Açık hava banyoları, arazi kürleri, helioterapi ve diğer klimaterapi yöntemleri, c) Balneoklimaterapi: Balneoterapi ve klimaterapi yöntemlerinin bir arada kullanıldığı yöntem olarak sıralanmaktadır (Gürdal, 2002; Blazejczyk, 2008). Bir kaplıca küründe hastalar öncelikle kür bölgesinin havasına maruz kalırlar. Bu nedenle iklimsel koşulların tedavide önemli bir yeri vardır ve tedavinin bileşenidir.

İklim, sağlık turizminin gelişmesinde en önemli doğal coğrafi unsurlardan biridir. Klimaterapi bir yörenin iklimsel özelliklerinin sağlığa yarar sağlamak amacıyla sistematik kullanılması veya bir hastanın özel bir iklime maruz kalmasıyla var olan yakınmalarının azaltılabilmesi veya bir hastalığın tedavi edilebilmesi olarak tanımlanabilir (Gürdal, 2003; Blazejczyk 2008; Gutenbrunner vd., 2010). Tedavi amacıyla kullanılan iklim veya iyileştirici iklim, geçici ve lokal, değişik atmosferik faktörlerin hekim tarafından kontrol edilen özel dozunun bir sonucudur. Tüm klimatoterapi türlerinin temel ilkesi doğal çevre faktörlerine adaptasyon ve gerginlik yaratan klimatik koşullardan kaçınma ve dinlenme gibi iki noktaya dayanır (Stankovic vd., 2022). Klimaterapi yüksek rakımlı iklimler, deniz kıyısındaki iklimler ve zaman zaman iklimsel çevredeki değişiklikler gibi belirli iklimlerde gerçekleştirilir. Terapi için iklimsel faktörler radyasyon (ultraviyole, ışık, kızılötesi), termal uyarılar (sıcaklık, rüzgar, nem vb.) ve hava bileşimidir (Gutenbrunner vd., 2010).

Ciritdüzü mevki 1145 m ile yüksek dağ iklimi özelliklerine yakındır. Bu iklimin temel özellikleri, çeşitli turizm türlerinin gelişmesi için büyük önem taşıyan, ılık ve kurak yazlar, ılıman ve karlı kışlardır. Bu bölgelerde hissedilen sıcaklıklar bunaltıcılık sınırına ulaşmamakta ve genellikle serin, soğuk sınırlarındadır. Bir bölgenin klimaterapi olanağı sunabilmesi için ilgili çalışmalar yıllık güneşlenme süresinin 1.500-2.200 saat olduğunu belirtmiştir (Stankovic vd., 2022). Alanda yıllık güneşlenme süresi ortalama 2.124 saat olup, yüksek dağ iklimi özellikleri ve uyarıcı yanları nedeni ile klimaterapi olanağı bulunmaktadır. Bölgede hava temiz, nem ve bunaltıcılık düşük, global ve UV radyasyon şiddeti yüksek, günlük ve mevsimlik sıcaklık oynamaları ve rüzgar şiddeti fazladır. Bu özellikleri ile CDMS kaynağının yer aldığı bölge klimaterapi olanağı da sunmaktadır.

SONUÇLAR

Artvin İli, Şavşat İlçesi Ciritdüzü Köyü'nde yer alan mineralli su kaynağının hidrojeokimyasal özellikleri sağlık açısından da değerlendirilebileceğini göstermektedir. Kaynağın çevredeki soğuk su kaynaklarına göre daha fazla iyon içermesi ve izotopik özellikleri kaynağın yüksek kotlardan beslenen ve derin dolaşımli olduğunun göstergesidir. Bu durum kaynağın yüzeysel etkilerle kirlenebilme hassasiyetini azaltmaktadır. Ancak kaynağın antimon, arsenik ve bor içerikleri bakımından yenilenecek analizlerle en az bir yıl takip edilerek kullanıma karar verilmesi uzun süreli kullanmak isteyen tüketiciler açısından önemlidir. Bu bilgiler doğrultusunda CDMS kaynağının kaptajının hijyen koşullarına uygun şekilde yenilenmesi ve halkın hizmetine sunulması yöreye turistik açıdan katkı sağlayacaktır.

Ciritdüzü kaynağı içme şeklinde balneoterapi olanağı sağlarken, diğer yandan romatizmal hastalıklar, sindirim sistemi hastalıkları, kardiyovasküler hastalıklar, idrar yolu hastalıkları vb. hastalık gruplarında koruyucu, tedavi edici klimaterapi olanağı da sunmaktadır. Bölgenin klimaterapi amaçlı kullanımı da hem bilimsel çalışmalarla hem de bilinen yararlarının tanıtımı ile özendirilmeli yerli ve yabancı daha fazla insanın yararlanması sağlanmalıdır. Bölgede ve ülkemizde benzer kaynakların araştırılması ve kullanıma sokulması bölge ekonomisi açısından önemlidir.

Sonuç olarak, doğal mineralli sular, günlük yaşamda vücudun su ihtiyacını karşılamak için geçerli bir seçim olabilir. Belgeleşmiş özellikleri nedeniyle (mineral bileşimi ve sağlık yararları açısından) farklı fizyolojik ve patolojik durumlarda tüketilebilir. Ancak üzerinde hidrokimyasal ve sağlık açısından araştırma yapılmamış doğal mineralli suların bilinçsizce kullanımını önlemek için çalışmalar yapılmalıdır.

EXTENDED SUMMARY

In various studies, it was reported that natural mineral waters have additional positive effects on health compared to spring waters due to some substances they contain. Therefore, the consumption of bottled or packaged mineral water or spring water to meet daily drinking water requirements has been increasing in recent years. Although there are many natural mineral water resources in our country, the relevant authorities state that only 10% of the existing potential is utilized. It is important to understand the importance of natural mineral water resources and to carry out studies to include the existing resources in the national economy. In this study, the hydrochemical properties and health importance of Ciritdüzü (Şavşat-Artvin) mineral water spring (CDMS), which is used by local people, were investigated. For this purpose, hydrogeochemical, isotopic, and health properties of the mineral water spring and cold-water springs in the area were analyzed. The springs have Na-Ca-HCO₃, Ca-Mg-Na-HCO₃, and Ca-HCO₃ water types with temperatures ranging between 8 and 13 °C, pH values between 6.42 and 7.97, and EC values between 181 and 3,195 µS/cm (Gültekin et al., 2019).

In Ciritdüzü mineral water, where the dominant anions and cations are Na and HCO₃ ions, SiO₂ is 88.21 mg/L, B is approximately 63 mg/L, and Li, Br and F are below 1 mg/L. In other springs, Ca and HCO₃ ions form the dominant anion-cation pair. Among the stable isotopes, oxygen-18 (¹⁸O) and deuterium (²H) were used to determine the possible feeding elevations of the waters, while tritium (³H) was used to determine the relative age and transition times. Carbon-13 (¹³C) isotopes were used to determine the origin of carbon in the spring waters and sulfate-¹⁸O and sulfur-34 (³⁴S) isotopes were used to determine the origin of sulfate in the spring waters. The spring waters with δ¹⁸O and δD values between -13.39 and -12.40‰, and -96.29‰ and -88.17‰

(V-SMOW), respectively, are located between the global meteoric water line and the Eastern Black Sea meteoric water line. The tritium values for the spring waters were between 1.95- and 5.70 TU. Low tritium, and higher Cl and EC values of the CDMS indicate deep circulation. In spring waters, the δ³⁴S values measured in dissolved sulfate varied between 3.4‰ and 7.7‰ (V-CDT). The δ¹⁸O values of sulfate were between 0‰ and 6.7‰ (V-SMOW). Considering these values, the source of sulfate reflects a mixture of marine evaporites, terrestrial evaporites, and atmospheric sulfate in CDMS, while it corresponds to terrestrial evaporites for cold-water springs. The δ¹³C values in the waters ranged from -15.4‰ to +7.65‰ (V-PDB). Based on these values, the origin of carbon in the CDMS reflects metamorphic CO₂, while pointing to freshwater carbonates for the cold-water springs (Gültekin et al., 2019).

Trace elements such as Al (723 µg/L), Mn (229.3 µg/L), Fe (173.7 µg/L), As (324.85 µg/L), Sr (1620 µg/L) and Ba (573.85 µg/L), which have high concentrations in the spring waters, are also high in the rocks. Mineral saturation calculations showed that the investigated spring waters were saturated with Fe-bearing minerals (goethite, hematite) and Al-bearing minerals (illite, K-feldspar, K-mica, Ca montmorillonite, and kaolinite) (Gültekin et al., 2019).

Spas, which are an important part of health tourism, are lacking in terms of the number of patients and foreign visitors. Factors such as organization, connections, and promotion problems, defects in the quality and standardization of service, and weak university-sector cooperation are some of the reasons related to this situation. The widespread denial in scientific circles about spa treatment and its effects due to the prominence of medicine based on technology and the pharmaceutical sector, quality problems in scientific research in the field of spa medicine and the resulting lack of evidence, and declines in support from insurance and health

service financing institutions are among the other reasons for the inadequacy in the field of spas (Erdoğan, 2012). Although the Black Sea region has important geothermal and cold mineral groundwater resources in both coastal and inland areas, it ranks sixth in terms of facilities and bed capacity. It is important to utilize the hot and cold waters in the region, which has unique natural and historical beauty, for therapeutic purposes in terms of both domestic and foreign tourism and public health. Medical evaluations of Ciritdüzü mineral water spring and some cold-water springs in the area were carried out by the Department of Medical Ecology and Hydroclimatology of İstanbul University for health purposes and biometeorological evaluations of regions where the springs are located. The classification of springs based on medical evaluations was based on European Union Legislation (Directive 80/777/ EEC), European Parliament Directive 2009/54/EC about the use and marketing of Natural Mineral Waters, Turkish Ministry of Health Regulation about Natural Mineral Waters (2004) and International Association of Hydrogeologists (IAH, 1979) classification. According to the European Union Mineral Waters Directive (Directive 2009/54/EC), CDMS with a temperature of 11 °C is a highly mineralized, sodium, calcium, NaHCO_3^- and chloride, bicarbonate cold spring in terms of minimum concentrations effective in drinking cures. Among the trace elements measured in CDMS, antimony and arsenic concentrations are above and close to the limit values given in the Regulation on Natural Mineral Waters (2004/25657). Although the boron concentration in CDMS displays seasonal variations, the average is approximately 62 mg/L and the highest value was determined during the dry period. The Regulation on Natural Mineral Waters (2004/25657) does not recommend a limit value for boron concentration, but it is recommended that B_2O_3 (borate) concentrations should be determined and borate concentration

should not exceed 30 mg/L. In studies on waters with high boron content (Chruszcz-Lipska et al., 2021), the limit value for boron concentration in waters recommended for medical use was 5 mg/L. In our country, no limit value was recommended for boron concentration in waters used for medical purposes. In case of long-term use of CDMS, it is necessary to carry out procedures to reduce the boron concentration. CDMS spring has bicarbonate content above the effective dose for drinking cures. For this reason, the spring can be used for both in diseases of the digestive system such as peptic ulcer and reflux with increased acidity (De Giglio et al., 2015; Quattrini et al., 2017), for the prevention of cardiovascular diseases due to sodium bicarbonate (Quattrini et al., 2017) and for kidney and urinary tract diseases, especially the prevention of stone formation (Gürdal et al., 2002; Pinheiro et al., 2013). In addition to bicarbonate content, the spring has chlorinated water and can increase gastric duodenal movements and accelerate digestion (Bortolotti et al., 1999; Petraccia et al., 2006). Although CDMS does not contain 500-1000 mg/L calcium, which is the effective amount for drinking cures, it contains calcium above 150 mg/L (423 mg/L), which is the dose required as nutritional support, and is suitable for direct drinking. CDMS contains magnesium above 50 mg/L, the limit for use as a dietary supplement. Since there is evidence that the bicarbonate anion also reduces cardiovascular risks (Quattrini et al., 2017), CDMS can be used directly to prevent cardiac diseases. Among the other spring waters, GMS has mixed water type in terms of major ions with relatively high EC value and ion content compared to normal spring waters. ŞSSK and GSK are low mineralized, low sodium waters.

In conclusion, the hydrogeochemical properties of the Ciritdüzü mineral water spring suggest that it can be evaluated in terms of health. The fact that the spring contains more ions than the surrounding cold-water springs and its

isotopic properties indicate that the spring is fed from high elevations and has deep circulation. This situation reduces the sensitivity of the spring to contamination by surface effects. However, it is important to decide on its use after monitoring the spring for at least one year with renewed analyses in terms of antimony, arsenic and boron contents, to ensure there are no risks for consumers who want to use the spring for a long time. In line with this information, the renewal of the cap on the CDMS spring in accordance with hygiene and offering it as a service for the public will contribute to the region in terms of tourism. Ciritdüzü is close to the high mountain climate at 1145 m. The main characteristics of this climate are warm and dry summers and mild and snowy winters, which have great importance for the development of various types of tourism. The temperatures in these regions are not excessively hot and are generally in the cool, cold range. For a region to be able to offer climatotherapy, relevant studies indicated that the annual sunshine duration should be between 1500 and 2200 hours (Stankovic et al., 2022). The annual sunshine duration in the area is 2124 hours on average, and climatotherapy is possible due to high mountain climate characteristics and stimulating aspects. The air in the region is clean, humidity and mugginess are low, global and UV radiation intensity is high, and daily and seasonal temperature fluctuations and wind intensity are high. With these characteristics, the location of the CDMS spring can also offer climatotherapy opportunities.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma 115Y142 nolu TÜBİTAK projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir.

ORCID

Fatma Gültekin  <https://orcid.org/0000-0002-6409-7054>

Esra Hatipoğlu Temizel  <https://orcid.org/0000-0001-7680-1152>

Nergis Erdoğan  <https://orcid.org/0000-0001-9674-8547>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Akpınar, D. (2017). Osmanlı'dan Günümüze Afyonkarahisar Maden Suları. *Journal of Social and Humanities Sciences Research*, 4(12), 1047-1060. <https://doi.org/10.26450/jshsr.185>
- Baba, A., Ereeş, F. S., Hiçşönmez, Ü., Çam, S. & Özdilek, H. G. (2008) An assessment of the quality of various bottled mineral water marketed in Turkey. *Environmental Monitoring and Assessment*, 139(1-3), 277-285. <https://doi.org/10.1007/s10661-007-9833-9>
- Bacciottini, L., Tanini, A., Falchetti, A., Masi, L., Franceschelli, F., Pampaloni, B., Giorgi, G. & Brandi, M. L. (2004). Calcium bioavailability from a calcium-rich mineral water, with some observations on method. *Journal of Clinical Gastroenterology*, 38(9), 761-6. <https://doi.org/10.1097/01.mcg.0000139031.46192.7e>
- Barut, İ. F. ve Erdoğan, N. (2011). Marmara Bölgesi Termal Mineralli Kaynak Suları: Hidrokimyasal Özellikleri ve Zamana Bağlı Değişimi. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 24(1), 19-64.
- Barut, İ.F., Erdoğan, N., Berköz Erol, B. ve Demircioğlu Güneri, F. (2013). Geçmişten Günümüze Denizli Termal Mineralli Sularının Hidrokimyasal Özellikleri İle Kullanımının Değerlendirilmesi. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 26(1),1-24.
- Blazejczyk, K. (2008) Bioclimatic Principles of Health Tourism. *Conference Reports R-01-2009*, Volume 20, pp. 28-43.; Yamanashi Institute of Environmental Sciences. Yamanashi, Japan, 2008.
- Bortolotti, M., Turba, E., Mari, C., Lopilato, C., Porrizzo, G., Scalabrino, A. & Miglioli, M. (1999). Changes caused by mineral water on gastrointestinal motility in patients with chronic idiopathic dyspepsia. *Minerva Medica*, 90(5-6), 187-94.
- Bothe, G., Coh, A. & Auinger, A. (2015). Efficacy and safety of a natural mineral water rich in magnesium and sulphate for bowel function: a doubleblind, randomized, placebo-controlled study. *European Journal of Nutrition*, 56(2), 491-499.
- Chruszcz-Lipska, K., Winid, B., Madalska, G.A., Macuda, J. & Lukanko, L. (2021). High content of boron in curative water: from the spa to industrial recovery of borates? (Poland as a case study). *Minerals*, 11(1), 8. <https://doi.org/10.3390/min11010008>
- Clark, I. & Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis publishers, New York, 328.

- Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Water. *Science*, 133, 1702-1703.
- Dandinoglu, T., Dandin, O., Ergin, T., Tihan, D., Akpak, Y.K., Aydın, O.U. & Teomete, U. (2017) Can balneotherapy improve the bowel motility in chronically constipated middle-aged and elderly patients? *International Journal of Biometeorology*, 61(6), 1139-1148. <https://doi.org/10.1007/s00484-016-1295-8>
- De Giglio, O., Quaranta, A., Lovero, G., Caggiano, G. & Montagna, M.T. (2015). Mineral water or tap waters An endless debate. *Ann Ig.* 27(1), 58-65. <https://doi.org/10.7416/ai.2015.2023>
- Direktif 80/777/EEC of 15 July 1980 on the approximation of the laws of the Member States relating to the exploitation and marketing of natural mineral waters. *Official Journal of the European Communities*, No L 229/9.
- Direktif 2009/54/EC of the European Parliament and of the council 2009. On the exploitation and marketing of natural mineral waters. *Official Journal of the European Union* L 164/45-58
- Drever, J. I. (1997). *The geochemistry of natural waters*, third edition. New Jersey, Prentice-Hall, Inc.
- Dupont, C., Campagne, A. & Constant, F. (2014). Efficacy and safety of a magnesium sulfate-rich natural mineral water for patients with functional constipation. *Clinical Gastroenterology and Hepatology*, 12(8), 1280-7.
- Ekmekçi, M. ve Gültekin, F. (2015). Doğu Karadeniz Bölümü Suları Çevresel Duraylı İzotop İçeriğinin Değerlendirilmesi. R. Ulusay, M. Ekmekçi, H. Ersoy, A. Fırat Ersoy (Ed.ler), *Ulusal Mühendislik Jeolojisi Sempozyumu (MÜHJEO 2015)*, (s. 459- 466). KTÜ Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü/Mühendislik Jeolojisi Derneği, Trabzon.
- Erdoğan, N. (2002). Termomineral Banyoların Etki Mekanizması. Balneoloji ve Kaplıca Tıbbı. M.Z. Karagülle (Ed.), *İ.Ü. İst. Tıp Fak. Temel ve Klinik Bilimler Ders Kitapları, Nobel Tıp Kitapevleri*.
- Erdoğan, N. (2012). Türkiye’de kaplıca tedavisinin son yirmi yılı. *IX. Ulusal Kaplıca Tıbbı ve Balneoloji Kongresi Özet Kitabı* 12-14 Nisan Kozaklı Nevşehir.
- Erendil, M., Turhan, N., Aksoy, A., Özdemir, H. ve Sirel, E. (1989). *Artvin Dolayının Jeolojik Etüdü*. MTA Derleme Raporu.
- Fioravanti, A., Karagülle, M., Bender, T. & Karagülle, M.Z. (2017). Balneotherapy in osteoarthritis: Facts, fiction and gaps in knowledge. *European Journal of Integrative Medicine*, 1(9), 148-150. <https://doi.org/10.1016/j.eujim.2017.01.001>
- Gutenbrunner, C., Bender, T., Cantista, P. & Karagülle, Z. (2010). A Proposal for a World-Wide Definition of Health Resort Medicine, Balneology, Medical Hydrology and Climatology. *International Journal of Biometeorology*, 54, 495-507.
- Gültekin, F., Fırat Ersoy, A. ve Ersoy, H. (2005). Aşağı Değirmendere (Trabzon) Havzasındaki Suların Kalitesi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 29(1), 21-34.
- Gültekin, F., Hatipoğlu Temizel, E., Babacan, A. E., Kırmacı, M. Z., Fırat Ersoy, A. & Subaşı, B.M. (2019) Conceptual model of the Şavşat (Artvin/NE Turkey) Geothermal Field developed with hydrogeochemical, isotopic, and geophysical studies. *Geothermal Energy* 7, Article 12. <https://doi.org/10.1186/s40517-019-0128-5>
- Gültekin, F., Hatipoğlu Temizel, E. ve Erdoğan, N. (2023). Ciritdüzü Kaynağının (Şavşat-Artvin) Hidrojeokimyası ve Sağlık Açısından Değerlendirilmesi. *Uluslararası Katımlı 75. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, (s. 318). 10-14 Nisan 2023, Ankara, Türkiye,
- Gürdal, H. (2002). Klimaterapi ve Romatizmal Hastalıklar. Balneoloji ve Kaplıca Tıbbı. M.Z. Karagülle (Ed.), *İ.Ü. İst. Tıp Fak. Temel ve Klinik Bilimler Ders Kitapları* (s.: 215-220). Nobel Tıp Kitapevleri.
- Gürdal, H., Karagülle, O. ve Karagülle, M.Z. (2002). İçme kürleri. Balneoloji ve Kaplıca Tıbbı. M.Z. Karagülle (Ed.), *İ.Ü. İst. Tıp Fak. Temel ve Klinik Bilimler Ders Kitapları* (s.: 153-160). Nobel Tıp Kitapevleri.
- Gürdal, H. (2003). Klimatherapie und Rheumatische Erkrankungen. M. Z. Karagülle, C. Gutenbrunner & O. Karagülle (Eds.) *Balneologie Medizinische Klimatologie bei Rheumatischen erkrankungen* (pp.: 59-66). O. I.S.M.H. Verlag, Nördlingen Mai.
- Güven, İ. H. (1993). *Doğu Karadeniz Bölgesi'nin 1/250000 ölçekli jeolojik ve Metalojenik Haritası*. MTA, Ankara.
- Halksworth, G., Moseley, L., Carter, K. & Worwood, M. (2003). Iron absorption from Spatone (a natural mineral water) for prevention of iron deficiency in pregnancy. *Clinical and Laboratory Haematology*, 25(4), 227-31
- Hatipoğlu Temizel, E., Gültekin, F. & Fırat Ersoy, A. (2019). Rare earth elements and yttrium

- geochemistry of the geothermal fields in the Eastern Black Sea Region (Ordu, Rize, Artvin), NE Turkey. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 160, 135-153. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.502835>
- Hounslow, A., W. & Back, D. B. (1985). *Evaluation of Chemical Data from Water Supplies in Southwestern Oklahoma*. Final Report to the Oklahoma Water Resources Board, 125-130.
- IAH (International Association of Hydrogeologists) (1979). *Map of Mineral and Thermal Water of Europe, Scale: 1:500.000*. IAH, United Kingdom.
- Kara, İ. (1997). *Türkiye Termal ve Mineralli Sular Envanteri (Artvin)*, (rapor no: 10261). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Raporu, Ankara, (yayımlanmamış).
- Karagülle, M. Z. (2002). *Klimaterapi. Balneoloji ve Kaplıca Tıbbi*. İ.Ü. İst. Tıp Fak. Temel ve Klinik Bilimler Ders Kitapları, Nobel Tıp Kitapevleri, 205-210.
- Karagülle, D., Frye, C., Sayre, R., Breyer, S., Aniello, P., Vaughan, R. & Wright, D. (2017). Modeling global hammond landform regions from 250-m elevation data. *Transactions in GIS*, 21(5), 1040-1060.
- Karaköse, C., Asutay, H.J., Yergök, A.F., Akbaş B., Dalkılıç, H., Meng, H., Kara, H., Papak, İ. ve Keskin, İ. (1994). *Ardahan-Posof Dolayının Jeolojisi*, (Rapor No: 9962). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Kınık, K., Akçiçek, A., Yıldırım, R.M., Arıcı, M., Vahapoğlu, B., Kamiloğlu, S., Çapanoğlu, E., Ertugay, M.F., Karasu, S., Tekin, H.Z., Avcı, E., Karakaş C.Y., Karadağ, A., Bekçi, S.B., Çoban, D., Kasapoğlu, B., Seçmele, Ö. ve Sevimli, Y. (2020). *Mucize İçecek Maden Suyu*. M. Arıcı, S. Karasu, A. Karadağ (Ed.ler), Kızılay Kültür Sanat Yayınları, ss:216 İstanbul.
- Konak, O., Yılmaz, B.S., Gülibrahimoğlu, İ., Yazıcı, E N, Yaprak, S., Saraloğlu, A., Köse Z, Çuvalcı, F. ve Tosun, C.Y. (1998). Artvin İlinin Çevre Jeolojisi ve Doğal Kaynakları (Rapor no: 10165). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Derleme Raporu, Ankara.
- Langmuir, D. (1997). *Aqueous environmental geochemistry*. Prentice Hall, Inc., 601 p.
- MASUDER (2024). Türkiye Maden Suyu Üreticileri Derneği. <http://www.masuder.org.tr/Do%C4%9FalMadenSuyu/MadenSuyuPotansiyeli/tabid/1105/Default.aspx> Erişim Tarihi:21.02.2024.
- NMWE (2024). Natural mineral waters Europe. <https://naturalmineralwaterseurope.org/water/history-of-natural-mineral-water/>. Erişim tarihi: 21.02.2024
- Petraccia, L., Liberati, G., Masciullo, S.G., Grassi, M., Fraioli, A., Naumann, J. & Sadaghiani, C. (2006). Water, mineral waters and health. *Clinical Nutrition*, 25(3), 377-462.
- Pinheiro, V.B., Baxmann, A.C., Tiselius, H.G. & Heilberg, I.P. (2013). The effect of sodium bicarbonate upon urinary citrate excretion in calcium stone formers. *Urology*. 82(1), 33-40.
- Quattrini, S., Pampaloni, B. & Brandi, M.L. (2017). Natural mineral waters: chemical characteristics and health effects. *Clinical Cases in Mineral and Bone Metabolism* 13(3), 173-180, <https://doi.org/10.11138/ccmbm/2016.13.3.173>
- Rapolienė, L., Razbadauskas, A., Mockevičienė, D., Varžaitytė, L. & Skarbalienė, A. (2020). Balneotherapy for musculoskeletal pain: does the mineral content matter?. *International Journal of Biometeorology*, 64, 965-979.
- Stankovic, A.M., Radonjic, Petkovic, M. & Divnic, D. (2022). Climatic Elements as Development Factors of Health Tourism in South Serbia. *Sustainability*, 14(23) 15757. <https://doi.org/10.3390/su142315757>
- Subaşı, B.M. (2019). *Ilıca (Şavşat-Artvin) Jeotermal Sularının Hidrojeokimyasal ve İzotopik İncelenmesi* [Yüksek Lisans Tezi]. Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Şentürk, N. (2009). Türkiye Mineralli Su Potansiyeli ve Sorunlarımız. *Türkiye'nin Jeotermal Potansiyeli ve Arama Yöntemleri Sempozyumu*, İstanbul.
- T.C. Sağlık Bakanlığı. saglik.gov.tr/TR,10469/dogal-mineralli-sular-hakkinda-yonetmelik, html. Son Erişim Tarihi: 20.02.2024.
- Tenti, S., Chelleschi, S., Galeazzi, M. & Fioravanti, A. (2015). Spa therapy: can be a valid option for treating knee osteoarthritis?. *International Journal of Biometeorology*, 59, 1133-1143. <https://doi.org/10.1007/s00484-014-0913-6>
- Tretiakova, T.N., Shmeleva, T. & Brankov, J. (2018). Thermal springs and health tourism-the analysis of the meteorological parameters. *Journal of the Geographical Institute "Jovan Cvijic"* 68(1), 133-148. <https://doi.org/10.2298/IJGI1801133T>
- Türkiye Maden Suları (1975). *Karadeniz Bölgesi Cilt 3*. Sermet Matbaası, İstanbul.



Karadoru ve Karaköy (Biga Yarımadası, Çanakkale) Arasındaki Pb-Zn-Cu Cevherleşmelerinin Kökeni, Jeokimyası ve Kükürt İzotop Oranları
Origin, Geochemistry and Sulfur Isotope Ratios of Pb-Zn-Cu Mineralization between Karadoru and Karaköy (Biga Peninsula, Çanakkale)

Didem Kıray^{1*}, **Mustafa Kuşcu²**, **Oya Cengiz²**

¹ *Barbaros Mh. Hacı Mustafa Bey Cd. No:12, 17100, Çanakkale, Türkiye*

² *Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 32260, Çünür, Isparta, Türkiye*

• Geliş/Received: 30.09.2023 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 29.02.2024 • Kabul/Accepted: 04.03.2024
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 26.04.2024 • Baskı/Printed: 31.08.2024

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Bu çalışma Biga Yarımadası (KB Türkiye)'nda yer alan Karadoru (Biga, Çanakkale) ve Karaköy (Yenice, Çanakkale) arasındaki Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin jeokimyasını ve kükürt izotop oranlarıyla kökenini ortaya koymaya yöneliktir. İncelenen cevherleşmeler, Karadoru, Peynirderesi, Madençeşme (Biga, Çanakkale) ve Karaköy (Yenice, Çanakkale) olmak üzere toplam 4 lokasyonda gözlenmektedir. Bölgenin en alt tektonostratigrafik birimini Karakaya Kompleksi oluşturmaktadır. Karakaya Kompleksinin birimi olan ve başlıca metabazik kayalar içeren Nilüfer birimi onun üzerinde de kireçtaşları, spilitik bazalt, diyabaz ve arkozik kumtaşlarını kapsayan Hodul birimi yer alır. Karakaya Kompleksine ait birimlerini Oligosen-Miyosen yaşlı Karadoru, Sarıçayır ve Soğucak granitoidleri kesmektedir. Bölgede yüzlek veren birçok plütonik kütlelerin Karakaya Kompleksi (Nilüfer ve Hodul)'ne ait birimleri kestiği lokasyonlarda skarn zonları gelişmiştir. Karadoru, Sarıçayır ve Soğucak granitoid kayaları üzerine Miyosen yaştaki Çan volkanitleri gelir. İncelenen Pb-Zn-Cu cevherleşmeleri Karakaya Kompleksi içerisindeki Karadoru ve Madençeşme lokasyonlarında Nilüfer biriminde (epimetamorfikler), Peynirderesi ve Karaköy (Arapuçandere) mevkiilerinde Hodul birimi (metadiyabazve kristalize kireçtaşı) içerisinde damar şeklinde yataklanmaktadır. Cevherleşmenin mineral parajenezini galen, kalkopirit, sfalerit cevher mineralleri ile pirit, limonit, hematit, malakit, manganoksit, kuvars, kalsit ve klorit oluşturmaktadır. Çalışma alanındaki cevherli zonlardan alınan galen ve pirit numunelerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri sırasıyla Karadoru ‰ -3,4 ve ‰ -3,9, Karaköy ‰ -1,7 ve ‰ -1,6, Peynirderesi ‰ -1,7 ve ‰ -4,0 şeklindedir. İncelenen Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinde galenlerde Sb/Bi oranının 0,06-0,34 ppm, piritlerde Co/Ni oranı 1-10 ppm arasında olması, kükürt izotop oranlarının negatif değerlerde olması, cevherleşmenin magmatik hidrotermal kökenli ve I-tipi bir magmatik aktiviteye bağlı olduğuna işaret etmektedir. Buna ek olarak, Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin damar şeklinde epijenetik yataklanması, iz element içeriklerinin (Pb, Zn, Cu, Bi, Sb, Ag, Au, W, As) yüksekliği ve silisleşme, serizitleşme, killeşme ve limonitleşme alterasyonlarının gözlenmesi de cevherleşmenin hidrotermal kökenli olduğunu destekler niteliktedir.

Anahtar Kelimeler: Biga Yarımadası, Karadoru-Karaköy Pb-Zn-Cu cevherleşmesi, Karakaya Kompleksi, köken, $\text{S}^{34/32}$ izotop oranları.

Abstract: This study aims to investigate the geochemistry and sulfur isotope ratios, as well as the origin of Pb-Zn-Cu mineralization, between Karadoru (Biga, Çanakkale) and Karaköy (Yenice, Çanakkale) in the Biga Peninsula (NW Turkey). Mineralization was observed at four locations: Karadoru, Peynirderesi, Madençeşme (Biga, Çanakkale) and Karaköy (Yenice, Çanakkale). The lowest tectonostratigraphic unit in the region is the Karakaya Complex. The Nilüfer unit, which is part of the Karakaya Complex and mainly consists of metabasic rocks, is overlain by the Hodul

unit. The Hodul unit comprises limestones, spilitic basalt, diabase, and arkosic sandstones. The Karadoru, Sarıçayır, and Soğucak granitoids, which are Oligocene-Miocene in age, cut through units of the Karakaya Complex. Skarn zones developed in locations where many plutonic masses intersect with the units of the Karakaya Complex (Nilüfer and Hodul). The Çan volcanics, which date back to the Miocene era, are found on top of the Karadoru, Sarıçayır, and Soğucak granitoid rocks. The Pb-Zn-Cu mineralizations were deposited as veins in the Nilüfer unit (epimetamorphics) in the Karadoru and Madençeşme locations within the Karakaya Complex, and in the Hodul unit (metadiabase and crystallized limestone) in the Peynirderesi and Karaköy (Arapuçandere) locations. The paragenesis includes galena, chalcopyrite, sphalerite, pyrite, limonite, hematite, malachite, manganese, quartz, calcite, and chlorite. The $\delta^{34}\text{S}$ values of galena and pyrite samples taken from the ore zones in the study area are as follows: Karadoru -3.4‰ and -3.9‰, Karaköy -1.7‰ and -1.6‰, and Peynirderesi -1.7‰ and -4.0‰. The examined Pb-Zn-Cu mineralizations had Sb/Bi ratio in galena ranging from 0.06-0.34 ppm, and Co/Ni ratio in pyrites ranging from 1-10 ppm. The sulfur isotope ratios are negative, indicating that the mineralization has magmatic hydrothermal origin and is due to I-type magmatic activity. The mineralization contains vein-shaped epigenetic deposits of Pb-Zn-Cu mineralization, high trace element contents (Pb, Zn, Cu, Bi, Sb, Ag, Au, W, As), and silicification, sericitization, argillization, and limonitization are observed. These characteristics support the view that the mineralization has hydrothermal origin.

Keywords: Biga Peninsula, Karadoru-Karaköy Pb-Zn-Cu mineralization, Karakaya Complex, origin, $\text{S}^{34/32}$ isotope ratios.

GİRİŞ

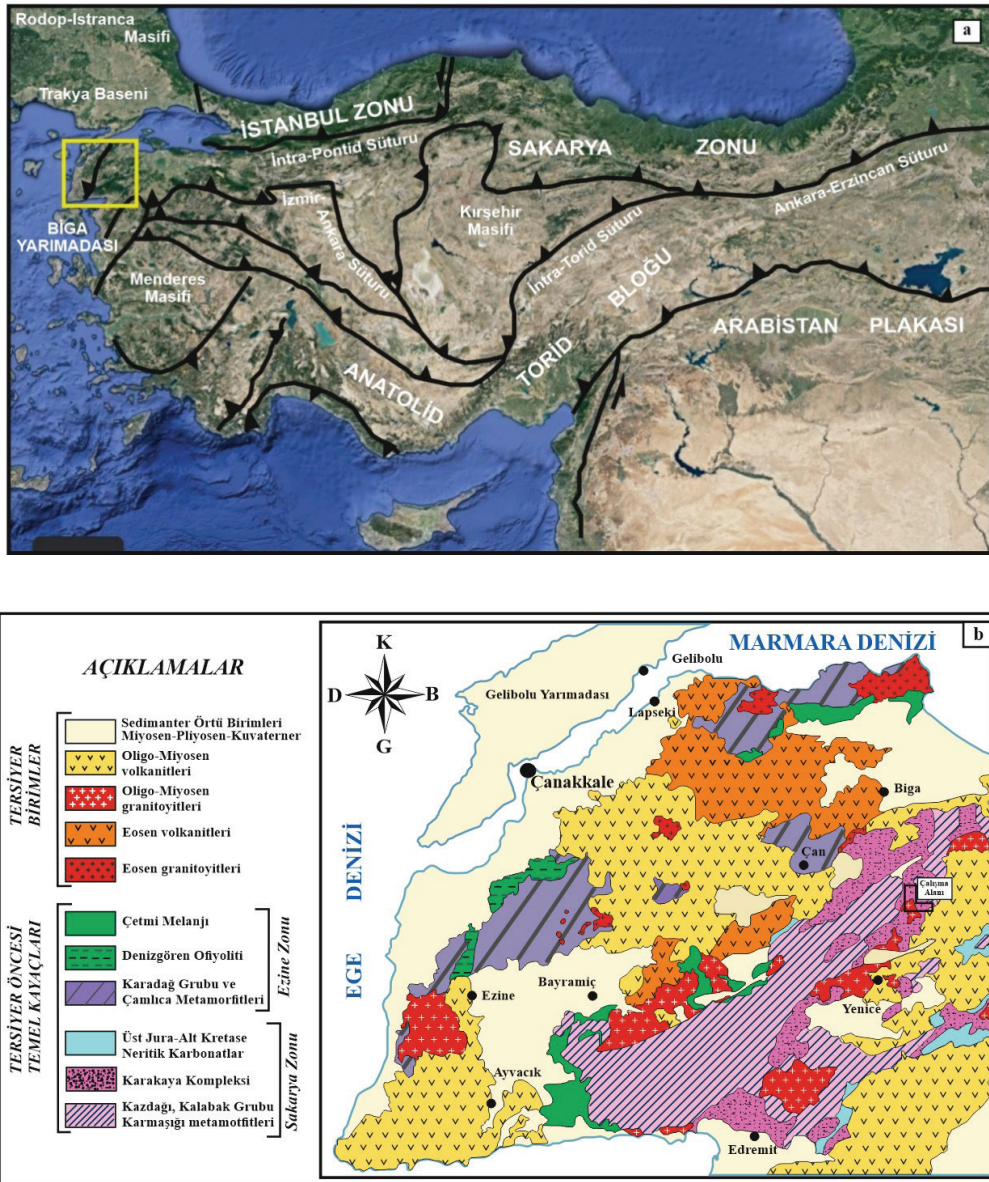
Birçok cevherleşmeye ev sahipliği yapan Biga yarımadası, Tetis Avrasya Metalojenik Kuşağı'nın önemli bir parçasıdır ve KB Anadolu'da yer almaktadır. Türkiye'de doğu-batı gidişli orojenik kuşaklar, dört ana tektonik birime (Pontidler-Lavrasya kısmı, Anatolidler, Toridler, Gondwana) (Ketin, 1966) ve kuzeybatıdan güneydoğuya uzanan üç tektonik bölgeye (Ezine zonu, Ayvacık-Karabiga zonu, Sakarya zonu) (Okay vd., 1990 ve 1991) ayrılmıştır (Şekil 1). Çalışma alanı, Karadoru (Biga)-Karaköy (Yenice), Biga Yarımadası'nın doğusunda Paleo-Tetis aktif kenar birimlerine sahip kıtasal parçası olan Sakarya zonunda yer almaktadır. Bu yarımada jeolojisinin büyük bir bölümünü kuzeybatı Anadolu'da Geç Kretase-Erken Tersiyer döneminde Sakarya kıtası ile Anatolid-Torid platformunun çarpışması sonucunda geniş yayılımlar sunan magmatizma (Şengör ve İlmaz 1981; Yılmaz, 1990; Yılmaz vd., 1994; Şengör vd., 1993; Genç, 1998; Yılmaz vd., 2001) ürünü oluşturmaktadır.

Biga Yarımadası'nın zengin jeolojisinin yanı sıra epitermal Pb-Zn-Cu±Ag±Au, Au-Ag ve Pb-Zn-Cu distal skarn tipi cevherleşmelerinin çeşitliliği, değerli ve baz metaller bakımından önemli bir metalojenik kuşak olması sebebiyle

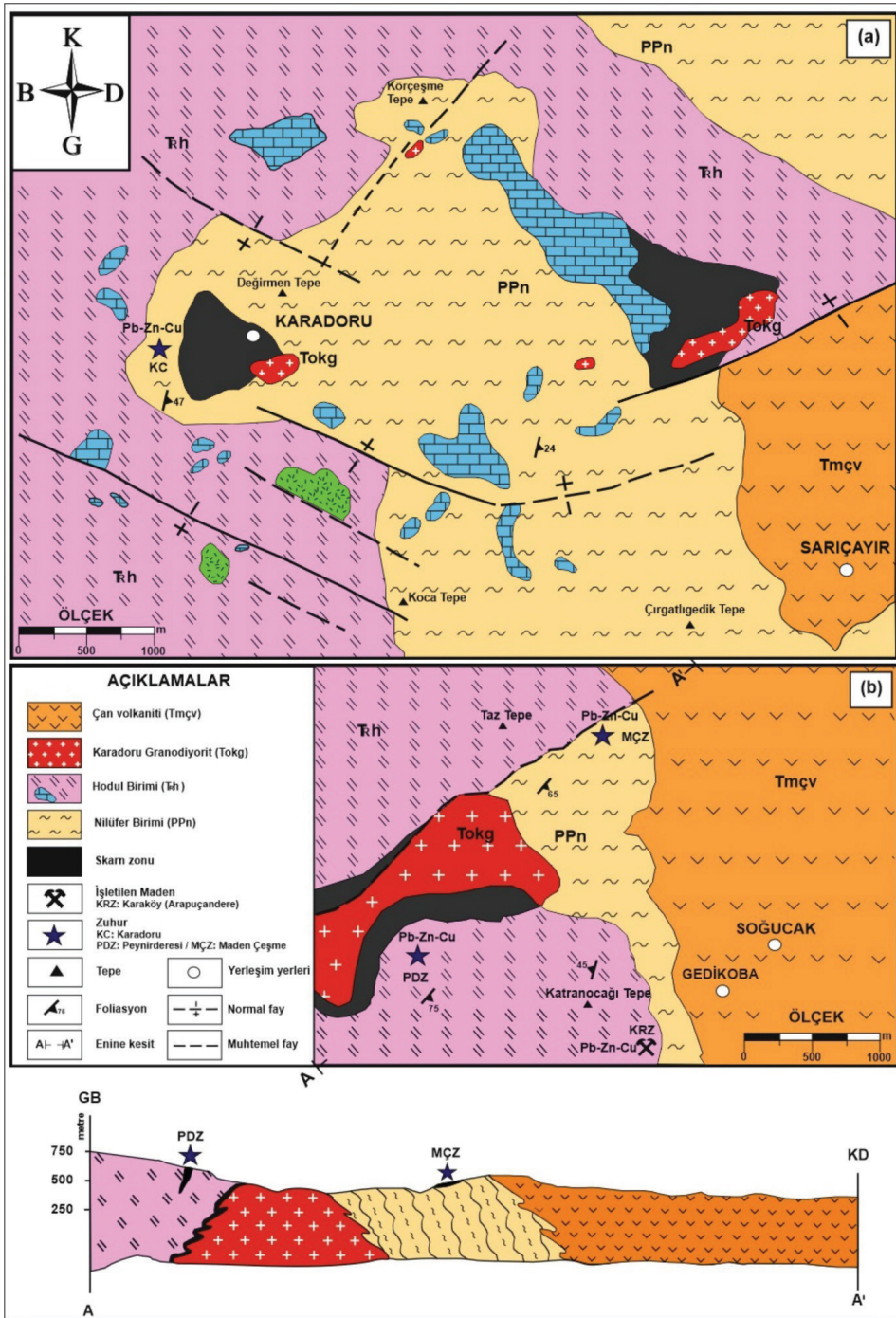
pek çok araştırmacı bu bölgede çalışmaya odaklanmıştır (Yılmaz vd., 2010; Yiğit, 2012; Bozkaya ve Banks, 2015; Richards, 2015; Çiçek ve Oyman, 2016; Sánchez vd., 2016; Menant vd., 2018; Kuşçu vd., 2019; Çiçek vd., 2021; Kıray, 2021; Kıray ve Cengiz, 2023). Biga Yarımadasının farklı lokasyonlardaki Pb-Zn cevherleşmelerinin jeolojisi, mineralojisi-petrografisi, petrolojisi ve jeokimyası ile ilgili pek çok araştırma mevcuttur (Doyuran, 1970; Ovalıoğlu, 1973; Arvas ve Önder, 1976; Yenigün, 1978; Çağatay, 1980; Aydın, 1981; Çetinkaya vd., 1983; Anıl, 1984; Tufan ve Kara, 1987; Ağdemir vd., 1994; Andıç ve Kayhan, 1997; Pehlivan ve Çetin, 1997; Örgün vd., 2005; Aysal vd., 2006; Bozkaya ve Gökçe, 2009; Kıray, 2010; Bozkaya, 2011a, 2011b; Akıska vd., 2013; Demirela vd., 2014; Akıska ve Demirela, 2014, 018; Çiçek ve Oyman, 2016; Akıska, 2020; Ünal-Çakır, 2020; Demirela ve Akıska, 2022). Bölgedeki I-tipi intrüzif kütlelerin geliştirmiş olduğu skarn zonlarında önemli Pb-Zn-Cu cevherleşmeleri görülmektedir. Bölgenin en önemli Pb-Zn-Cu yataklarından Arapuçandere (Yenice-Çanakale) Pb-Zn-Cu±Ag yatağı pek çok araştırmacının ilgisini çekmiş ve jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal bakımdan incelenmiştir (Kaden, 1957; Bingöl, 1968; Yücealay, 1971,

1976; Anıl, 1979, 1984; Çağatay, 1980; Aydın, 1981; Aydın ve Öztunalı, 1981; Anıl ve Yaman, 1985; Gültekin ve Örgün, 2005; Örgün vd., 2005; Kasapçı, 2005; Bozkaya vd., 2008; Kasapçı vd., 2008; Kıray, 2010; Bozkaya, 2011a; Bozkaya ve Banks, 2015; Çiçek vd., 2021). Bu çalışmada, Karadoru-Karaköy arasındaki (Çanakkale) Pb-

Zn-Cu cevherleşmelerinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri incelenerek cevher mineralojisi, iz element içerikleri, galen-pirit sülfid minerallerinin kükürt izotop bileşimleri ile cevherleşmenin kökeninin belirlenmesi amaçlanmıştır. Ayrıca, elde edilen sonuçlar önceki çalışmaların verileri ile de karşılaştırılmıştır.



Şekil 1. a) Türkiye tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999), b) Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş jeolojisini gösteren yer buldurular haritası (Duru vd. 2012; Konak vd., 2016; Ersoy vd., 2017a,b; Aydın vd., 2019'den değiştirilerek). Figure 1. a) Tectonic map of Turkey (Okay and Tüysüz, 1999), b) Geological map showing the generalized geology of the Biga Peninsula (modified from Duru et al. 2012; Konak et al., 2016; Ersoy et al., 2017a,b; Aydın et al, 2019).



JEOLOJİK KONUM

İnceleme alanını, temelini oluşturan Karakaya Kompleksine ait Geç Prekambriyen - Erken Paleozoyik yaşlı Nilüfer birimi, üzerine uyumsuz dokanakla gelen Triyas yaşlı Hodul birimi ve her iki birimi kesen Oligosen-Miyosen yaşlı intrüzifler (Karadoru, Sarıçayır, Soğucak) ve Miyosen yaşlı volkanik kayaçlar (Çan volkanitleri) yüzeylemektedir (Şekil 2a ve b).

Karakaya Kompleksinin en alt tektonik birliği olan Triyas yaşlı Nilüfer birimi, düşük dereceli yeşilist metamorfizması geçirmiş (Okay vd., 1990; Okay ve Altın, 2004; Aysal 2005; Kasapçı vd., 2008), kuvvetli biçimde deforme olmuş metabazik, metatüf, fillit ve karbonat serilerinden oluşmaktadır (Okay vd., 1991; Kaya ve Mostler 1992; Kozur vd., 2000; Okay ve Gönçüoğlu, 2004; Aysal vd., 2006). İnceleme alanında Nilüfer biriminin litolojisini başlıca; metabazik, metatüf, fillat, serizit-kuars-şist, granat şist, mermer, kalkıştler oluşturmaktadır ve nadir olarak serpantin blokları içermektedir. Ayrıca, birimin çatlak düzlemleri boyunca kalsit damarları da gelişmiştir. Birimin mineralojisini klorit, epidot, aktinolit, tremolit ve opak mineralleri oluşturmaktadır. Duru vd. (2007), Pehlivan vd., 2007 ve Kandemir vd. (2013), Nilüfer birimini Sazak formasyonu olarak adlandırmışlar, Okay vd. (1990) ise Sazak formasyonunun Nilüfer biriminin bir bölümüne eş değer olduğunu belirtmiştir. Buna dayanarak, Nilüfer biriminin metamorfizma yaşının Geç Triyas (Okay vd., 1990; 1991), oluşum yaşının da Geç Prekambriyen-Erken Paleozoyik (557-582 My) (Tunç vd., 2012; Yiğitbaş ve Tunç, 2020) olduğu kabul edilmiştir.

Nilüfer biriminin metamorfik temel kayaları üzerine uyumsuz olarak gelen Triyas yaşlı Hodul biriminin litolojisi türbiditik bir istif şeklinde olup başlıca sarımsı boz renkli çakıtaşı, siyah renkli grovak ve şeyller, metakumtaşları, yer yer yeşil renkli spilitik bazalt, diyabaz ve Permiyen ve Karbonifer kireçtaşı blokları (Okay vd., 1991)

(olistostromal) içerir (Kıray, 2010) (Şekil 3). Siyah renkli şeyller içerisinde Üst Triyas için karakteristik olan Halobia, Daonella ve Posidonomya fosilleri bulunmuştur (Kaaaden, 1956).

Çalışma alanı içerisinde Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı Karadoru, Sarıçayır ve Soğucak granitoid sokulular mevcuttur (Karacık ve Yılmaz, 2008; Delaloye ve Bingöl, 2000; Aysal, 2015; Çiçek vd., 2017; Akış, 2011; Çiçek vd., 2021). Bu intrüzifler, Triyas yaşlı Nilüfer birimi ve Hodul birimini kesmektedir. Karadoru, Sarıçayır ve Soğucak intrüziflerinden etkilenen temel kayaç birimlerinde kontak metamorfizma ve skarn zonları gelişmiştir. Oligosen-Miyosen yaşlı Karadoru granodiyoritinin taze yüzeyi beyazımsı bej renkli, orta taneli (Öngen, 1982), ayrışma yüzeyi sarımsı kahverengimsi renklidir (Kıray, 2010). Karadoru granodiyoritine en yakın çevre granodiyoritlerin mineralojisi hemen hemen aynı olduğundan, monzo-diyorit karakterinde olduğu kabul edilir. Plajiyoklaz, alkali feldspat, kuvars, biyotit, amfibol (hornblend), sfen, klorit, epidot ve opak mineraller gözlenen önemli minerallerdir (Öngen, 1982). Soğucak plütonu, Karadoru granitoidine benzer petrografik özellikler göstermektedir. Fazla aşınmamış olan bu plütonun tavan zonu yüzlek vermiştir (Öngen, 1982). Sarıçayır graniti ise granofirik dokulu, pembemsi renkli, alkali feldspat (ince-orta taneli) granit ve aplitik granitlerle temsil edilmiş ve Karadoru granitoidinin son evresinde yerleşmiştir (Aysal vd., 2006). Bu sebeple Şekil 2'de Soğucak ve Sarıçayır granitleri ile küçük apofizleri Karadoru granodiyoriti içine alınarak çizilmiştir. Karakaya kompleksi birimleri ve intrüzifleri kesen Miyosen yaşlı (Öngen vd., 2002; Laçın, 2003;) Çan volkanikleri, yoğun altere olmuş andezit, dasit ve riyodasit, bazaltik andezit lav, tüf ve aglomeradan oluşur (Ercan vd., 1995; Örgün vd., 2005; Çiçek vd., 2021) ve bu volkanikler Sarıçayır, Soğucak ve Arapuçandere yatağı çevresinde yaygın olarak yüzeylenir (Şekil 2a ve b).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	BİRİM	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	TERSİYER	MİYOSEN	ÇAN VOLKANİTLERİ	Tmçv		Andezitik lav, tüf ve aglomera
		OLİGOSEN	KARADORU GRANODİYORİT	Tokg		Granit porfir
MESOZOYİK	TRİYAS		HODUL BİRİMİ	Fh		Kontakt metamorfizma ve skarn zonu: Granatlı ve epidotlu skarn ve çeşitli hornflens zonu Çeşitli boylarda kireçtaşı, spilit bazalt, diyabaz, radyolaritli çört blokları içeren arkozit çakıltaşı, kumtaşı ve şeyl Tektonik dokanak
GEÇ PREKAMBRIYEN-ERKEN PALEOZOYİK			NİLÜFER BİRİMİ	PPn		Metabazik lav/tüf, granatlı fillat, şist, mermer ve kalkışist bantları, yer yer serpantin blokları

Şekil 3. İnceleme alanının tektonostratigrafik sütun kesiti (Kıray, 2010'dan değiştirilmiştir).

Figure 3. Tectonostratigraphic columnar section for the study area (modified from Kıray, 2010).

MATERYAL ve METOTLAR

İnceleme alanındaki Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin gözlemlendiği Karadoru, Madençeşme, Peynirderesi ve Arapuçandere lokasyonlarından derlenen 25 adet yankayaç, cevherli yankayaç ve cevher numunesinin ince kesit ve parlak kesitleri Süleyman Demirel Üniversitesi (S.D.Ü.) Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarı'nda hazırlanmıştır. İnce kesitlerin mineralojik-petrografik incelemeleri ve mikro görüntülerinin alınması aynı üniversite ve Balıkesir Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarında 10 Olympus (BH-2) marka polarizan mikroskop altında gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda numunelerin mineralojik-petrografik tanımlamaları, mineralojik bileşimi, yapıları ve dokuları belirlenmiştir.

Karadoru (KC-1), Madençeşme (MÇZ-1) ve Peynirderesi (PDZ-1)'nin herbirinden 1 adet, Karaköy-Arapuçandere (KRZ-1, KRZ-2, KRZ-2, KRZ-3, KRZ-4) maden yatağından 4 adet cevher numunesi olmak üzere toplam 7 numune alınmıştır. Karadoru (KC-P, KC-G), Peynirderesi (PDZ-P, PDZ-G) ve Karaköy (KRZ-P, KRZ-G) maden yatağından 1 adet galen ve 1 adet pirit olmak üzere toplam 6 adet cevher numunesinin parlak kesitleri S.D.Ü. Su, Kayaç ve Mineral Analiz laboratuvarında hazırlanmıştır. Bu kesitlerin cevher mikroskobu çalışmaları Olympus BX-51 polarize mikroskop altında 5.1 megapiksel kamera ile yapılmış ve mikro görüntüleri Image Pro Plus 5.1v görüntü analiz sistemi kullanılarak alınmıştır. İncelenen cevherleşmenin parajenezi, süksasyonu, cevher minerallerinin dokusal özellikleri, ikincil cevher mineralleri ve gang mineralleri arasındaki ilişkiler yorumlanmıştır.

Jeokimyasal analizler kapsamında Bureau Veritas Mineral (BVM) Kanada laboratuvarında 7 adet cevherli yan kayaç numunesi ve 6 adet cevher (galen ve pirit) numunesi 200 mesh olacak şekilde öğütülmüştür. Daha sonra lityum borat füzyonu ile çözülerek element içerikleri Endüktif olarak

Birleştirilmiş Plazma-Kütle Spektrometrisi (ICP-MS) yöntemi ile majör oksit, minöroksit, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır.

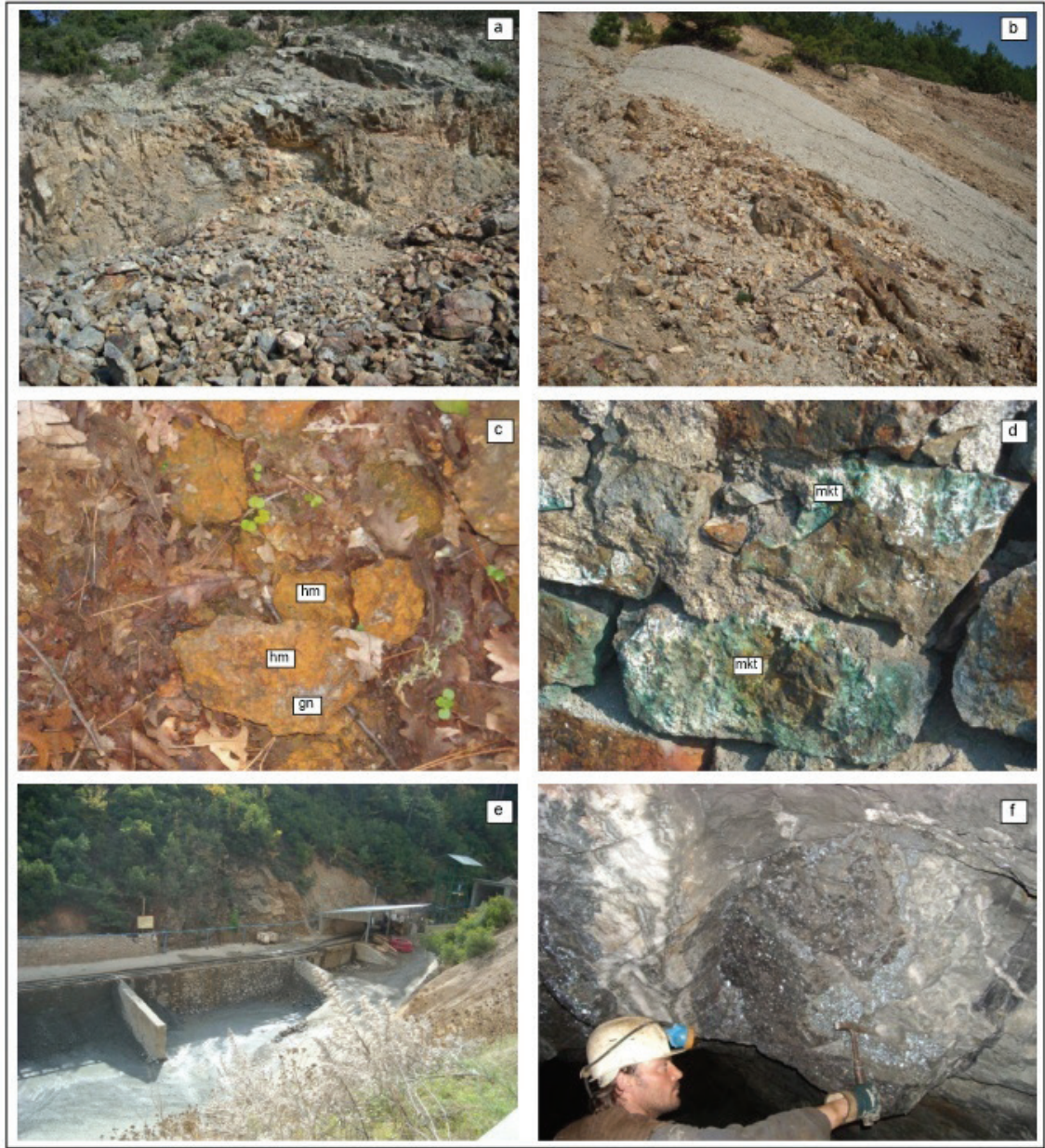
İz element içerikleri belirlenmiş 6 adet galen ve pirit numunesi üzerinde kükürt izotop analizi Geoscience (ABD) İzotop Jeokimyası laboratuvarlarında kütle spektrometre ile yapılmış ve veriler Viyana Kanyonu Diablo Troilite (VCDT) standardına ($\delta^{34}\text{S}$) göre mil başına (‰) δ notasyonu ile rapor edilmiştir. $^{34}/^{32}\text{S}$ İzotop oranları ile cevherleşmeyi oluşturan çözeltinin kökeni ve oluşum sıcaklığı belirlenmiştir.

ARAŞTIRMA BULGULARI

Pb-Zn-Cu Cevherleşmelerinin Jeolojik Özellikleri

Çalışma alanındaki Pb-Zn-Cu cevherleşmeleri, Karadoru köyü, Peynirderesi mevki, Madençeşme mevki ve Karaköy mevkiinde olmak üzere toplam 4 lokasyonda gözlenmektedir (Şekil 4).

Karadoru Pb-Zn-Cu zuhuru, metamorfik şistleri içinde yaklaşık 30 m uzunluğunda ve 15 m genişliğinde damar şeklinde yataklanır. Cevher, skarn zonu içerisinde yer alır. Zuhurda limonitleşmeler, malakit ve mangan sıvamaları görülür (Şekil 4a). Mineral parajenezini, galen, sfalerit, kalkopirit cevher mineralleri ve pirit, kuvars gang minerali oluşturur. Peynirderesi Pb-Zn-Cu zuhuru, Karakaya Karmaşığı içerisinde K50B/41 GB doğrultulu bir fay zonunda kahverengi limonitik kabuklar içerisinde yer alır. Cevherleşme 1 m uzunluğunda, 2 m yüksekliğinde ve 3 m derinliğindeki cevherde açılan bir yarmada gözlenir. Cevher K35D/78GB konumlu ve 150 cm kalınlığındadır (Şekil 4b). Cevherleşme, mikroskobik olarak galen, kalkopirit, pirit, hematit ve limonit şeklindedir (Şekil 4c). Madençeşme Pb-Zn-Cu zuhuru, Pb-Zn-Cu bakımından zayıf bir cevherleşmedir ve Karakaya Kompleksi içerisinde gözlenmektedir. Kuvarsların yüzeylerinde malakit, mangan ve limonitik sıvamaları gözlenmektedir (Kıray, 2010; Şekil 4d).



Şekil 4. **a)** Karadoru zuhurundaki limonit (lm), malakit (mkt) ve mangan (mn) sıvamalarının görünümü, **b)** Maden çeşme zuhurunun genel görünümü, **c)** Peynir deresi zuhurundaki galen (gn) ve hematit-limonitin (hm-lm) görünümü, **d)** Karadoru cevherleşmesindeki malakit (mkt) sıvamaları, **e)** Arapuçandere maden işletmesinin genel görünümü, **f)** Arapuçandere Pb-Zn-Cu-Ag maden işletmesindeki cevherleşmelerin galeri aynasındaki galen cevher damarığörünümü (Kıray, 2010).

Figure 4. **a)** The appearance of limonite (lm), malachite (mkt) and manganese (mn) coatings in Karadoru mineralization, **b)** General view of Madencesme, **c)** General view of galena (gn) and hematite-limonite (hm-lm) in the Peynir Deresi mineralization, **d)** Malachite (mkt) coatings in Karadoru mineralization, **e)** General view of Arapuçandere Mine **f)** View of the galena ore vein on the gallery mirror of mineralization in Arapuçandere Pb-Zn-Cu-Ag mine (Kıray, 2010).

En önemli yatak olan Arapuçandere Pb-Zn-Cu-Ag maden yatağı Triyas yaşlı Karakaya Kompleksinin içerisinde bulunmaktadır (Şekil 4e). D-B doğrultusunda Pb-Zn-Cu-Ag hidrotermal ve damar tipi cevherleşmedir (Kaaden, 1959; Yücelay, 1976; Gültekin ve Örgün, 2005; Bozkaya ve Gökçe, 2008; Çiçek vd., 2017). Damar kalınlıkları 1,5-2 m arasında değişmekte olup, 15 m kalınlığa ulaşmaktadır. Cevherin dalım yönünde güneydoğru yer yer incelmeler ve kalınlaşmalar gösterdiği belirlenmiştir. İkincil olarak mm'den cm'ye ulaşan kalınlıklarda cevher damarları ağsal şekilde de gözlenir. Sülfidli cevher mineralleri kuvars damarları içinde gözlenir ve yaklaşık 15-20 cm kalınlığında pembemsi, iri kristalli saf kalsit damarlarını keser şekilde de ortaya çıkmaktadır. Cevheri kesen farklı kalınlıklarda mm ile birkaç cm boyutlara ulaşan ametist damarlarının varlığı da stok sahasındaki cevher numunelerinde gözlenmiştir (Kıray, 2010). Cevher içeriği bakımından doğu-batı doğrultulu 4. ve 5. damarlar olarak iki damar şeklindedir. 4. damar kurşun ve bakır mineralleri, 5. damar kurşun ve çinko mineralleri yönünden zenginlik göstermektedir (Şekil 4f). Alterasyon tipleri olarak da silisleşme, serizitleşme, killeşme ve limonitleşme gözlenir.

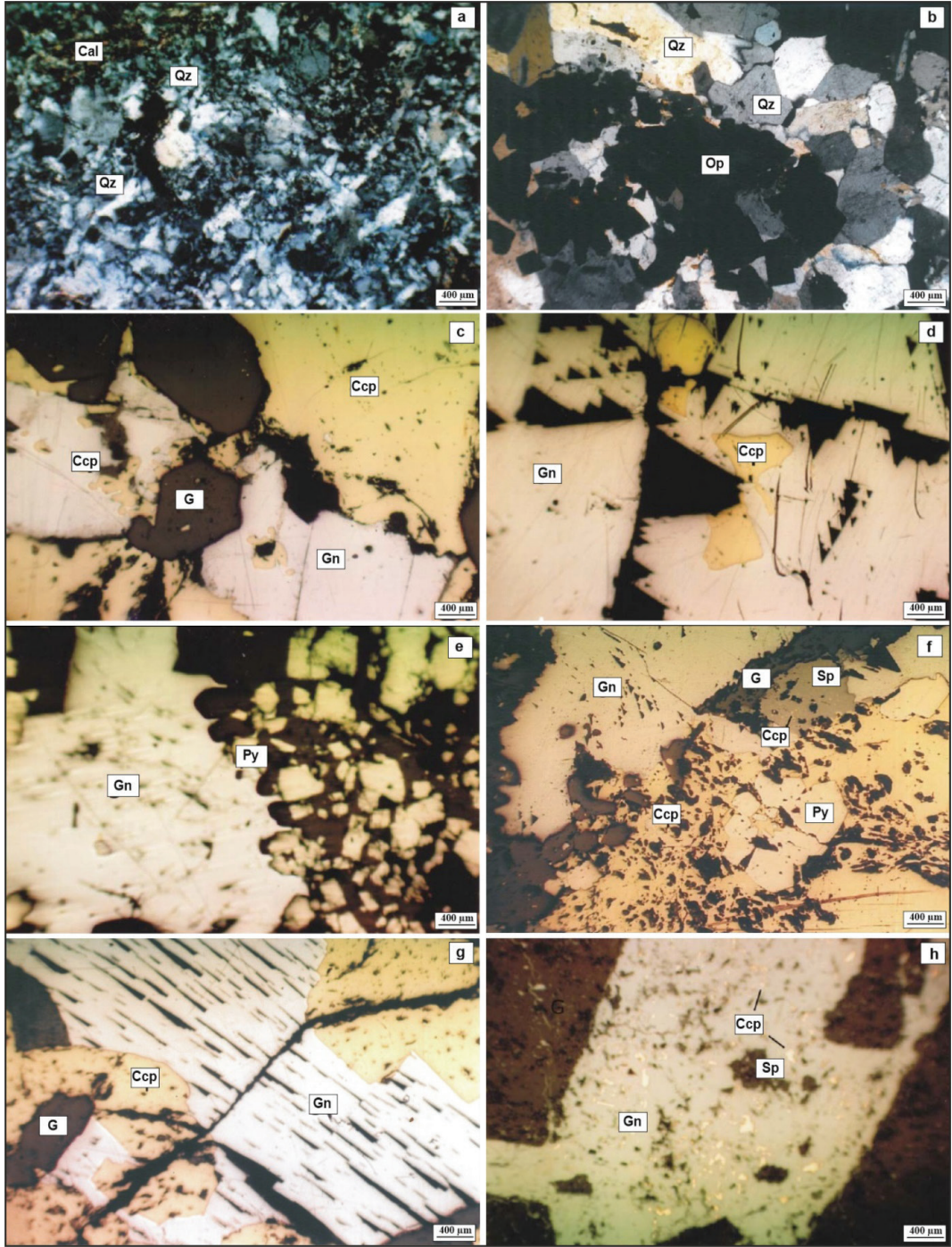
Cevherleşmelerin Mineralojik ve Petrografik Özellikleri

Polarizan mikroskop incekesit incelemelerinde hidrotermal kuvars tüm cevherleşmelerde ana gang minerali olarak gözlenir. Kuvars genellikle küçük ve iri kristalli (3-100µm) olmak üzere iki şekilde gözlenir. İri kristalli kuvarslar özşekilli, yarı özşekilliyada özşekilsizdir. Karadoru cevherleşmesine ait kuvars damarlarını oluşturan küçük kristalli kuvarsların içerisinde, tane sınırlarında yarı özşekilli - özşekilsiz opak mineral (galen) gözlenirken, galenin kuvarsıkeştiği de gözlenir (Şekil 5a). Bu özelliklerin gözlemlendiği Şekil 5a'da gösterilen kesitte galen ve kuvars ve kalsit mevcuttur. Şekil 5b'de iri kristalli kuvarslardan oluşan damar içerisinde opak minerali (galen) özşekilli ve yarı özşekilli kristaller

şeklinde yoğun olarak izlenmektedir.

İnceleme alanındaki bütün cevherleşmelerde yoğun olarak gözlenen ana cevher minerali galendir. Cevher mikroskobisi incelemelerinde genellikle özşekilsiz ya da yarı özşekilli kristaller şeklinde gözlenmektedir. Cevherleşme lokasyonlarının tümünde galen genellikle kuvars gang minerali, sfalerit, kalkopirit cevher mineralleriyle birlikte bulunmaktadır. Galen, kuvars-1 gangı içerisinde genellikle damar şeklinde gözlenir. Şekil 5c'de kuvars-2 gangı, galen damarını kesmiştir. Galeni kalkopirit çevrelemiştir ve galen içerisinde kalkopirit damlacıkları da mevcuttur. Kalkopirit tüm cevherleşmelerde çok sık gözlenen bir mineraldir. Kalkopirit iki evrede gelişmiştir. Birinci evre kalkopiriti galen içerisinde yarı özşekilli veya özşekilsiz kristaller şeklinde gözlenirken (Şekil 5d), ikinci evre kalkopiriti de sfalerit içerisinde kapanımlar şeklinde bulunur (Şekil 5f). Sfalerit sadece Arapuçandere maden yatağında çok az miktarda bulunmaktadır. Pirit yarı özşekilli-özşekilli ve küçük taneli kristaller şeklinde gang (kuvars) içerisinde ve kalkopirit içinde kataklastik dokuda gözlenmektedir (Şekil 5e ve f). Galen ve kalkopirit içerisinde gelişen bir mikro çatlağın içerisinde gang (kuvars) minerali ince damar şeklinde izlenmektedir (Şekil 5g). Şekil 5h'de gangı (kuvars) kesen galen ve galen içerisinde kalkopirit damlacıkları da gözlenmektedir.

İncelenen cevherleşme lokasyonlarının parajenezinde; Karadoru cevherleşmesinde sülfütlere çoğunlukla galen, daha az olarak kalkopirit, pirit birincil mineralleri, Peynirderesi cevherleşmesinde galen, kalkopirit, pirit, Arapuçandere maden yatağında da galen, kalkopirit, sfalerit, pirit birincil mineralleri bulunur. Gang minerali olarak da kuvars, kalsit, muskovit ve klorit mevcuttur. Birincil sülfütlere oksidasyonu sonucunda gelişen minerallerden limonit tüm cevherleşme lokasyonlarında gözlenirken, hematit sadece Peynirderesi cevher lokasyonunda bulunmaktadır. Malakit ve mangan sıvımaları da Karadoru ve Madenleşme cevher lokasyonlarında gözlenmektedir (Şekil 4a, c ve d).



Şekil 5. Karadoru, Peynirderesi ve Arapuçandere cevherleşmelerine ait polarizan ve cevher mikroskobik görüntüleri (Kıray, 2010). **Açıklamalar:** Gn: galen, Sp, sfalerit, Py: pirit, Ccp, kalkopirit, Qz: kuvars, Cal: kalsit, Op: opak mineral, G: gang.

Figure 5. Polarizing and ore microscopic images of Karadoru, Peynir Deresi and Arapuçandere (Karaköy) mineralizations (Kıray, 2010). **Abbreviations:** Gn: galena, Sp: sphalerite, Py: pyrite, Ccp: chalcopyrite, Qz: quartz, CaL: calcite, op: opaque, G: gangue.

	Cevherleşme Öncesi	Cevherleşme		Cevherleşme Sonrası
		Evre 1	Evre 2	
Kalkopirit	—	—	
Sfalerit	—	—	
Galen	—	—	
Kuvars	—	—	—	—
Pirit	—	—	—	—
Hematit, limonit	—	—
Manganoksit	—	—
Malakit	—	—

Şekil 6. Çalışma alanındaki cevherleşmelerin mineral parajenezi ve mineral oluşum sırası.

Figure 6. Mineral paragenesis and succession for mineralizations in the study area.

İnceleme alanındaki cevherleşme lokasyonlarındaki cevher ve gang minerallerinin mineral oluşum süreci ile ilgili olarak cevher mikroskobu incelemelerinde iki fazda oluşan hipojen cevherleşmeye ilişkin kanıtlar gözlenmektedir (Şekil 6). Cevher minerallerinden kalkopirit, galeniçerisinde yarı özşekli özşekilsiz kristaller, sfalerit içerisinde de kapanımlar şeklinde olmak üzere iki evrede oluşmuştur. Sfalerit, kalkopirit-1 fazından sonra oluşmuştur. Galen kalkopirit-1'den ve sfaleritten sonra oluşmaya başlamış ve bunların oluşumundan sonraya kadar gelişimi devam etmiştir. Hidrotermal kuvars da cevherleşme öncesinden itibaren iki evrede gelişmiştir.

Jeokimya

İnceleme alanındaki farklı lokasyonlardan elde edilen jeokimya analiz sonuçları Çizelge 1 ve Çizelge 2'de verilmiştir. Cevherleşme zonundan alınan numunelerinin majoroksit içerikleri ağırlıkça %23,93-80,9SiO₂, %2,47-27,71 Fe₂O₃, %0,31-7,41 Al₂O₃, %0,03-2,19 K₂O, %0,01-2,14 MnO, %0,01-1,16 CaO arasında değişmektedir ve diğer oksitler de %1 in altında değerlere sahiptir (Çizelge 1). Farklı lokasyonlardaki cevherleşme

zonundan alınan numunelerin majoroksit içerikleri birbirleri ile karşılaştırıldığında; KC-1 (Karadoru) Fe₂O₃, MÇZ-1 (Madençeşme) Al₂O₃, K₂O, PDZ-1 (Peynir dere) Fe₂O₃, MnO, Arapuçandere numunelerinden KRZ-1 Fe₂O₃; KRZ-2 Fe₂O₃, Al₂O₃, K₂O; KRZ-3 Fe₂O₃; KRZ-4 SiO₂, Fe₂O₃ bakımından daha yüksek değerlere sahiptir (Şekil 7).

Pb, Zn ve Cu iz elementler olmasına rağmen inceleme sahasındaki cevherleşme lokasyonlarından alınan numunelerde ana elementlerdir. Cevherli yankayaç ve galen-pirit cevher minerallerini içeren numunelerin element içerikleri göz önüne alındığında Pb %0,39->%1, Zn 0,015->%1, Cu 0,037->%1 arasında değişmektedir. Bu elementlerin yanısıra Ag ve Au miktarları da kısmen yüksektir (Çizelge 1 ve 2). Cevher zonlarındaki numunelerin Pb, Zn, Cu, Bi, Sb, Ag, Au, W, As değerleri yüksek konsantrasyonlara sahiptir (Şekil 8). İnceleme sahası cevher zonundaki Pb, Zn, Cu, Ag ile birlikte W, Bi ve Sb iz elementlerinin zenginleşmesinin hidrotermal çözeltilerle ilişkili olduğu düşünülmektedir. Evans, (1993) ve Ruggieri vd., (1997), bu element birliklerinin hidrotermal sülfür cevherleri ile ilişkilendirmişlerdir.

Çizelge 1. Cevherli yan kayaçların majör-minör oksitleri, iz (Au ppb) ve nadir yer elementlerinin içerikleri (Kıray, 2010).

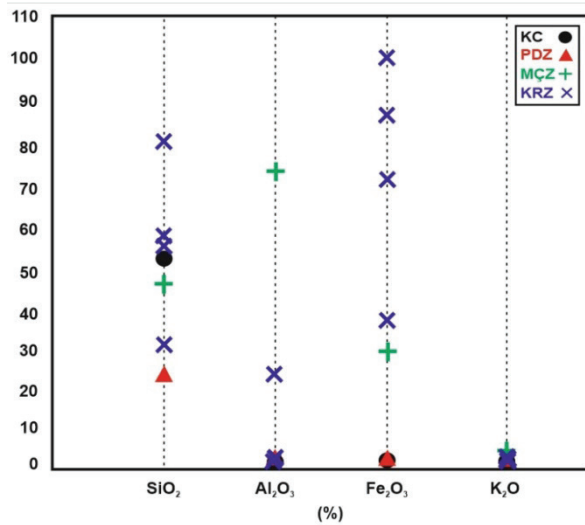
Table 1. Major-minor oxides (%), trace (Au ppb) and rare earth element content of the ore-bearing host rocks (Kıray, 2010).

Elementler	DL	KC-1 (Karadoru)	MÇZ-1 (Madençeşme)	PDZ-1 (Peynirdere)	KRZ-1 (Karaköy)	KRZ-2 (Karaköy)	KRZ-3 (Karaköy)	KRZ-4 (Karaköy)
<i>Majör-minörokisitler-wt.%</i>								
SiO ₂	0,01	52,94	47,83	23,93	56,90	60,72	33,59	80,91
Al ₂ O ₃	0,01	0,99	7,41	0,31	0,94	2,40	0,62	0,39
Fe ₂ O ₃	0,04	2,47	0,04	27,71	8,60	4,07	10,37	7,21
MgO	0,01	0,12	0,22	<0,01	0,02	0,25	0,01	0,01
CaO	0,01	0,01	0,05	0,02	0,97	1,16	0,41	0,55
Na ₂ O	0,01	0,01	0,04	0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01
K ₂ O	0,01	0,40	2,19	0,03	0,32	1,37	0,15	0,04
TiO ₂	0,01	0,02	0,28	<0,01	0,13	0,35	0,07	0,02
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,09	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01
MnO	0,01	0,01	0,01	2,14	0,03	0,07	0,03	0,02
Toplam/S	0,02	7,89	0,03	11,48	5,98	14,13	6,38	9,87
Ateş Kaybı	-5,1	5,4	10,6	12,2	5,9	2,3	7,2	4,3
Toplam	0,01	62,43	68,76	66,35	73,88	72,75	52,43	93,48
<i>İz-NYE-ppm</i>								
Ba	1	91	437	6	80	460	30	519
Co	0,2	93,1	17,0	95,0	195,7	97,6	131,0	185,1
Cs	0,1	0,9	13,8	4,4	0,8	1,3	0,7	0,7
Nb	0,1	0,6	6,6	0,2	0,5	0,7	0,2	0,3
Rb	0,1	14	122,4	2,2	17,2	50,2	9,4	3,1
Sr	0,5	4,6	60,9	62,8	18,2	31,1	7,8	13,4
Th	0,2	0,5	7,6	0,4	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
V	8	<8	35	8	28	47	15	12
W	0,5	568,1	209,7	121,3	703,5	604,8	378,5	1.304
Zr	0,1	10	74,6	2,3	10,1	24,4	5,6	1,8
Y	0,1	1,2	18,3	5,3	2,9	5,9	1,6	0,9
Mo	0,1	3,1	0,2	0,8	0,6	1,8	0,5	1,5
Cu	0,1	>10.000	>10.000	>10.000	>10.000	>10.000	>10.000	>10.000
Pb	0,1	>10.000	3.909	>10.000	>10.000	>10.000	>10.000	>10.000
Zn	1	7802	219	2882	258	6650	>10.000	154
Ni	0,1	2,5	1,9	3,0	21,1	8,3	8,6	23,5
As	0,5	62,6	37,9	384,2	110,2	108,4	80,4	133,6
Cd	0,1	50,0	0,9	27,0	10,6	38,9	102,8	2,7
Sb	0,1	41,4	14,5	480,6	16,2	29,7	10,2	15,5
Bi	0,1	>2000	<0,1	1199	1065	274,5	>2000	67,4
Ag	0,1	>100	47,9	>100	>100	>100	>100	85,8
Au (ppb)	0,5	13,9	11,5	37,8	120,0	77,5	230,7	68,5
Tl	0,1	2,8	0,4	12,7	1,8	0,4	6,4	<0,1
Se	0,5	>100	31,9	>100	>100	94,2	>100	38,8
La	0,1	1,7	44,7	3,5	1,1	1,3	1,2	0,6
Ce	0,1	3,3	87,4	3,6	2,2	3,6	1,3	1,3
Pr	0,02	0,38	11,07	0,53	034	0,60	0,19	0,17
Nd	0,3	1,5	45,3	2,3	1,6	2,7	0,6	1,1
Sm	0,05	0,27	6,96	0,48	0,42	0,76	0,24	0,20
Eu	0,02	0,05	1,26	0,17	0,18	0,34	0,08	0,07
Gd	0,05	0,2	5,51	0,59	0,50	0,82	0,21	0,21
Tb	0,01	0,03	0,8	0,13	0,08	0,18	0,05	0,02
Dy	0,05	0,21	4,15	0,90	0,52	1,07	0,26	0,12
Ho	0,02	0,05	0,73	0,18	0,11	0,24	0,08	0,03
Er	0,03	0,15	2,01	0,52	0,3	0,68	0,12	0,10
Tm	0,01	0,02	0,30	0,07	0,05	0,11	0,03	0,01
Yb	0,05	0,15	2,01	0,45	0,29	0,58	0,17	0,08
Lu	0,01	0,02	0,29	0,06	0,05	0,12	0,03	0,01

Çizelge 2. Cevher numunelerinin iz element içerikleri (Kıray, 2010).

Table 2. Trace element (Au ppb, others ppm) contents of the ore samples (Kıray, 2010).

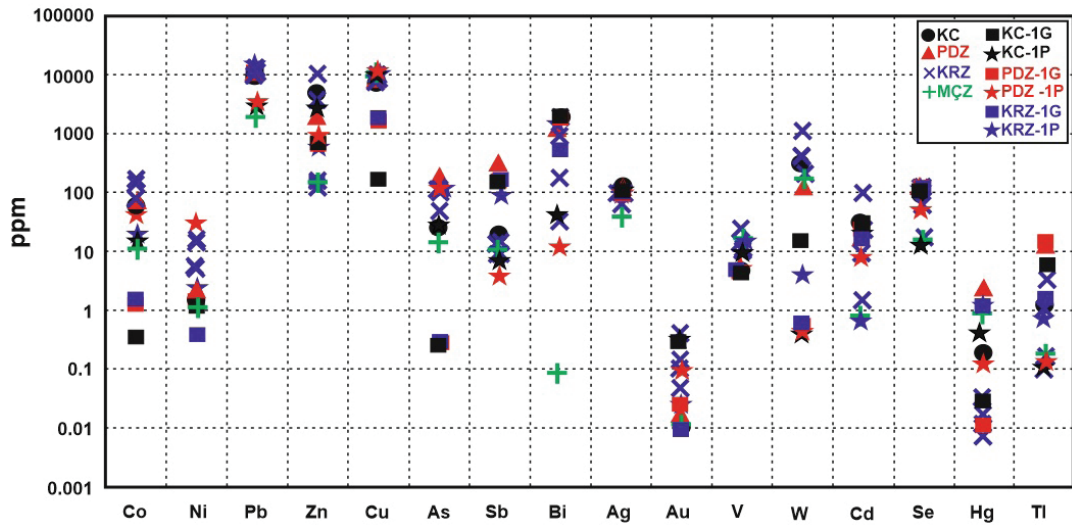
Elementler	DL	KC-P (Karadoru)	KC-G (Karadoru)	PDZ-P (Peynirderesi)	PDZ-G (Peynirderesi)	KRZ-P (Karaköy)	KRZ-G (Karaköy)
<i>İz Elementler (ppm)</i>							
Co	0,2	26,3	0,7	71,9	2,1	48,6	2,8
Cs	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
V	8	11	8	8	8	14	8
W	0,5	0,5	19	0,6	0,7	5,2	0,7
Mo	0,1	0,2	0,8	0,8	0,1	0,5	0,6
Cu	0,1	10.000	375,6	10.000	1.551	10.000	2.183
Pb	0,1	5.479	10.000	6.552	10.000	10.000	10.000
Zn	1	5.160	988	1.044	773	746	213
Ni	0,1	3,8	1,4	42,7	1,6	4,5	0,6
As	0,5	63,7	0,5	140,8	0,5	301,6	13,2
Cd	0,1	37,1	52	9,5	43,6	8,6	37,5
Sb	0,1	9,8	213,5	7,4	143	101,1	289,5
Bi	0,1	76,4	2.000	16,3	2.000	1.176	838,2
Ag	0,1	100	100	100	100	100	100
Au (ppb)	0,5	57	47,3	175,6	59,9	48,4	12
Hg	0,01	0,69	0,06	0,13	0,01	1,71	1,69
Tl	0,1	0,1	8	0,2	10,4	0,9	2,7
Se	0,5	22	>100	86,4	>100	>100	>100



Şekil 7. Çalışma sahasındaki cevherli (Pb-Zn-Cu) yan kayaç numunelerinin bazı majör oksit içeriklerinin dağılım diyagramı.

Figure 7. Distribution diagram for some major oxides in ore-bearing (Pb-Zn-Cu) host rock samples in the study area.

Co ve Ni pirit mineralinde sıklıkla bulunan iz elementlerdir ve piritin iz element jeokimyasına ilişkin önceki çalışmalarda en yaygın şekilde araştırılan elementlerdir (Walshe ve Solomon, 1981; Huston vd., 1995). Piritin kökenini belirlemek için, piritten elde edilen Co:Ni oranlarının cevher oluşumları için güvenilir bir gösterge olduğu belirtilmektedir (Bralia vd., 1979). Bu kapsamda inceleme alanındaki Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinden alınan pirit numunelerinin Co(26,3-71,9 ppm) ve Ni (3,8-42,7 ppm) konsantrasyonlarıyla Gültekin ve Örgün (2005)'ün Arapuçandere maden yatağındaki pirit numunelerindeki Co (36-253 ppm) ve Ni (39-46) içerikleri kullanılarak Co:Ni oranları belirlenmiştir (Çizelge 3). Belirlenen bu oranlar Bralia vd. (1979)'nin hazırladığı Co:Ni diyagramı üzerine yerleştirilmiş ve diyagramdaki Co:Ni 1-10 aralığına düşmüştür (Şekil 9). İnceleme alanındaki piritlerin Co:Ni (0,92-10,8) oranlarının diyagramda 1-10 arasında olması piritlerin magmatik-hidrotermal kaynaklı olduğunu göstermektedir.



Şekil 8. Pb-Zn-Cu cevherleşmelerindeki cevher numunelerinin bazı iz element içeriklerinin dağılım diyagramı.

Figure 8. Diagram displaying trace element contents of all ore-bearing samples from Pb-Zn-Cu mineralizations.

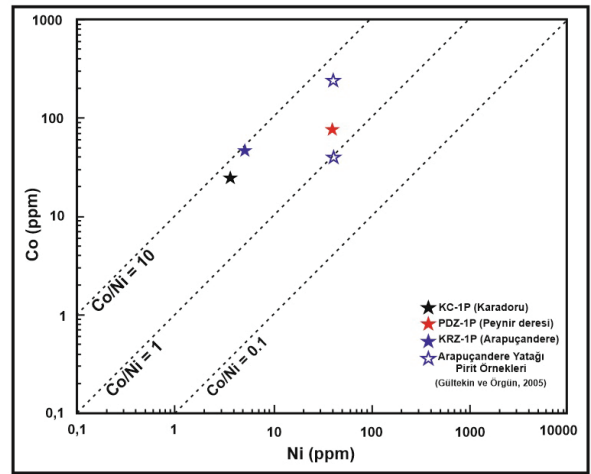
Çizelge 3. Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinden alınan pirit numunelerinin Co/Ni oranları (Kıray, 2010) ile Gültekin ve Örgün (2005)'ün Arapuçandere yatağındaki pirit numunelerinden elde ettiği Co/Ni değerlerinin karşılaştırılması.

Table 3. Comparison of Co/Ni ratios in pyrite samples taken from Pb-Zn-Cu mineralizations (Kıray, 2010) and those of pyrite samples from the Arapuçandere deposit by Gültekin and Örgün (2005).

Cevherleşme Yeri	Numune no	Co (ppm)	Ni (ppm)	Co/Ni
Karadoru	KC-1P	26,3	3,8	6,92
Peynir deresi	PDZ-1P	71,9	42,7	1,68
Arapuçandere	KRZ-1P	48,6	4,5	10,8
Arapuçandere (Gültekin ve Örgün, 2005)	K-15	253	46	5,5
	S-10	36	39	0,92

İncelenen cevher lokasyonlarındaki galen numunelerinin Bi (838,2->2.000 ppm) ve Sb (143-289,5 ppm) içerikleri ile Gültekin ve Örgün (2005)'ün Arapuçandere maden yatağındaki galen numunelerinin Bi (187-2790 ppm) ve Sb (58-1330 ppm) değerleri kullanılarak Sb/Bi oranları(0.04-0.48) hesaplanmıştır (Çizelge 4). Bu oranlar Malakhov (1969) Sb:Bi diyagramı üzerine yerleştirilmiş ve diyagramdaki A ile B aralığındaki bir alanın içine dağılmıştır (Şekil 10).

Sb/Bi oranlarına göre inceleme alanındaki Pb-Zn-Cu cevherleşmesinin oluşum sıcaklıklarının orta-yüksek sıcaklık aralığında (140-300 °C) yer aldığı saptanmıştır (Şekil 10).



Şekil 9. Cevherleşmelerdeki pirit örneklerinin Co ve Ni konsantrasyonları (Bralia vd., 1979'dan değiştirilmiştir).

Figure 9. Co and Ni concentrations in pyrite samples from mineralizations (modified from Bralía et al., 1979).

Nadir toprak elementleri (NTE) cevher oluşturan çözeltilerin kaynağının belirlenmesinde, hidrotermal sistemlerin evrimini izlemede, yan kayaç alterasyonunu ve cevher oluşum koşullarının ortaya çıkarılmasında ve cevher yataklarının oluşumunu değerlendirmede önemlidir (Henderson, 1984; Michard ve Albarède, 1986; Lottermoser, 1992; Klinkhammer vd., 1994).

İlkel mantıyla normalize edilmiş çoklu element diyagramında tüm numuneler büyük iyon litofil elementlerince (LILE: Ba, Cs, Rb, Th ve K) zenginleşme ve Ti'de belirgin negatif anomali ile ilişkili ağır nadir toprakelementlerinde (ANTE) tükenme ile yaklaşık olarak benzer desenlergöstermektedir (Şekil 11a). İncelenen numunelerin, kuvvetli negatif Ti anomali ile karakterize edildiğini söylenebilir.

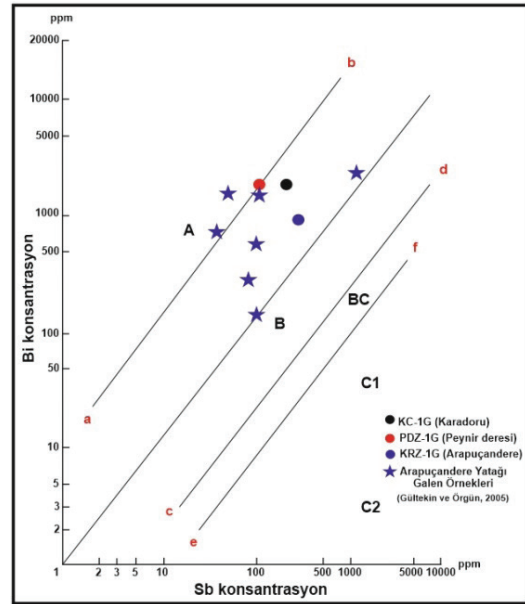
Çizelge 4. Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinden alınan galen numuneleri (Kıray, 2010) ile Gültekin ve Örgün (2005)'ün Arapuçandere yatağından aldığı galen numunelerinin Sb/Bi oranlarının karşılaştırılması

Table 4. Comparison of Sb/Bi ratios in galena samples obtained from the Pb-Zn-Cu mineralizations (Kıray, 2010) and those of galena samples from the Arapuçandere deposit by Gültekin and Örgün (2005).

Cevherleşme Yeri	Numune no	Sb (ppm)	Bi (ppm)	Sb/Bi
Karadoru	KC-1G	213,5	>2.000	0,10
Peynir deresi	PDZ-1G	289,5	838,2	0,34
Arapuçandere	KRZ-1G	143	>2.000	0,06
	K-05/2	75	597	0,13
	K-16	1.330	2.790	0,48
Arapuçandere (Gültekin ve Örgün, 2005)	K-25	62	15.36	0,04
	K-27/4	70	379	0,18
	S-9/2	77	1.326	0,06
	S-13/1	75	187	0,40
	S-17	58	647	0,09

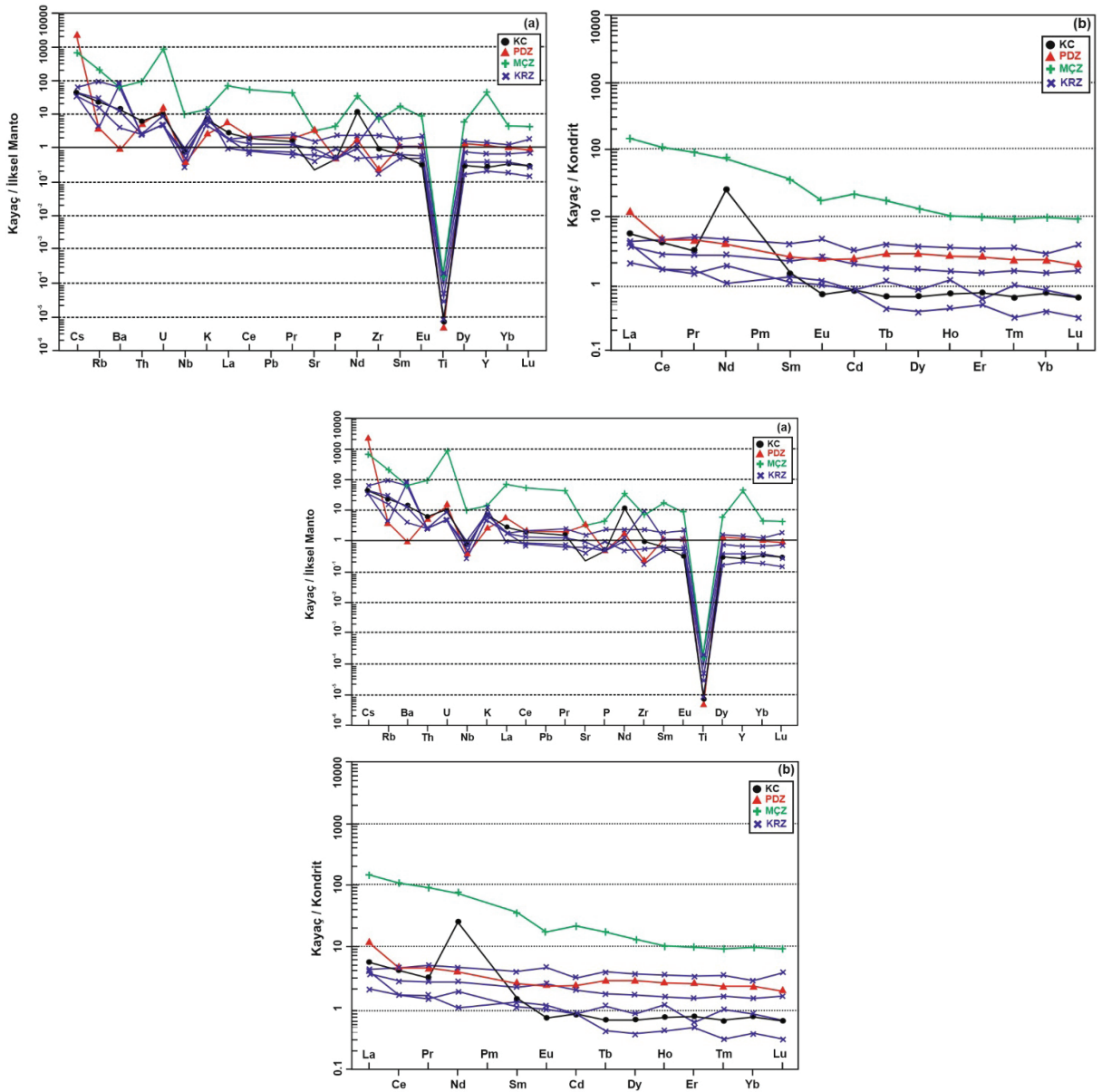
Kondrite görenormalize edilmiş NTE dağılım diyagramında, nadir toprakelement değerlerinin birbirleriyle paralellik gösterdiği gözlenir. Bu paralellik, kayaçların aynı kökene sahip olduğunu gösterdiği gibi hafif nadir toprak elementlerinde (HNTE) zenginleşme ve ağır nadir toprakelementlerinde (ANTE) tükenme olduğunu gösterir (Şekil 11b). Zayıf negatif-pozitif Eu (Eu/

Eu*= 0,62-1,32) ile düşük-orta fraksiyonlaşma derecesine ((HNYE/ANYE değerleri 3,40-19,65 ve (La/Yb) N değerleri 1,51-14,99)) sahiptir. La/Yb(n), jeokimyasal süreçler sırasında LREE'lerin HREE'lerden ayrılma derecesini yansıtır (Aubert vd., 2001; Yusoff vd., 2013; Zamanian ve Radmard, 2016). Pozitif Eu anomalileri ya cevher oluşturan sıvının cevher oluşumu sırasında jeokimyasal koşullarındaki değişikliklere (Moller ve Morteani, 1983; Lottermoser, 1992; Qi vd., 2008) ya da NTE konsantrasyonlarının sıcaklık, pH ve Eh koşulları ile su-kayaç etkileşimi (Eric vd., 1999) ile ilişkili olduğunu gösterir. Negatif Euanomalileri ise K-feldispat ve plajiyoklazın fraksiyonlaşmasına bağlıdır. Kayaç örneklerine ait toplam nadir toprak element (Σ NYE) değerleri 4,02-212,49 ppm arasında değişmektedir. Buna göre NTE konsantrasyonu hidrotermal alterasyon şiddetinin artmasıyla azalma eğilimindedir.



Şekil 10. Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinden elde edilen galen numunelerinin Sb:Bi oranlarının Malakhov (1969)' un yaptığı çalışmalardan elde ettiği diyagram üzerinde karşılaştırılması.

Figure 10. Comparison of Sb:Bi ratios in galena samples obtained from Pb-Zn-Cu mineralizations on the diagram obtained from the study by Malakhov (1969).



Şekil 11. a) İlksel manto (McDonough ve Sun, 1995'ten değiştirilmiştir), **b)** Kondrit-normalize (Boynton, 1984'ten değiştirilmiştir) tüm numunelerin iz element dağılım diyagramları.

Figure 11. a) Primitive mantle (modified from Mcdonough and Sun, 1995), **b)** Chondrite-normalized (modified from Boynton, 1984) trace element distribution diagrams for all Samples.

Kükürt ($\delta^{34}\text{S}$) İzotop İncelemeleri

Karadoru, Peynirderesi ve Arapuçandere sülfid minerali içeren cevherleşmeleri oluşturan çözeltilerin kaynağını tespit etmek için 3 adet galen ve 3 adet pirit olmak üzere toplam 6 adet numunede kükürt izotop analizleri

gerçekleştirilmiştir. Bu analizler birinci evrede gelişen galen ve pirit üzerinde yapılmış olup izotop oranları ($\delta^{34}\text{S}$) hesaplanmıştır. İncelenen cevherleşmelerdeki $\delta^{34}\text{S}$ (%) izotop oranları önemli jeolojik rezervuarlardan elde edilen kükürt izotop bileşimleri ile karşılaştırılmıştır (Ohmoto

ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985; Hoefs, 1987) (Şekil 12a). Bu cevherleşme lokasyonlarındaki numunelere ait kükürt izotop oranları negatif izotopik bileşime sahiptir ve galen için ‰-3,4 ile ‰-1,7 arasında, pirit için ‰-4,0 ile ‰-1,6 arasında değişmektedir (Kıray, 2010). Bu numunelerin $\delta^{34}\text{S}$ izotopik değişimi Şekil 12b’de verilmiştir. Bunun yanında, incelenen cevherleşmelerdeki galen ve pirit numunelerinin kükürt izotop oranları Biga Yarımadasındaki ve dünyadaki benzer kökenli bazı Pb-Zn±Cu±Au±Ag yataklarının galen ve pirit numunelerindeki $\delta^{34}\text{S}$ izotop oranları ile karşılaştırılmıştır (Şekil 12c). Bunun sonucunda genellikle negatif $\delta^{34}\text{S}$ ‰ izotop bileşimine sahip olduğu gözlenmiştir.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

İnceleme alanındaki stratigrafik istif mermer, granatlı fillat, kalkışt bantları, metabazik lav/tüf içeren Triyas yaşlı Nilüfer birimi, kireçtaşı, kumtaşı, şeyl, spilitik bazalt ve diyabazdan oluşan Hodul birimi (Karakaya Kompleksi), Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlı skarn ve hidrotermal mineralizasyon kaynağı olan Karadoru, Sarıçayır ve Soğucak granodiyoriti, andezitik lav, tüf ve aglomeradan oluşan Miyosen yaşlı Çan volkanitlerini kapsar.

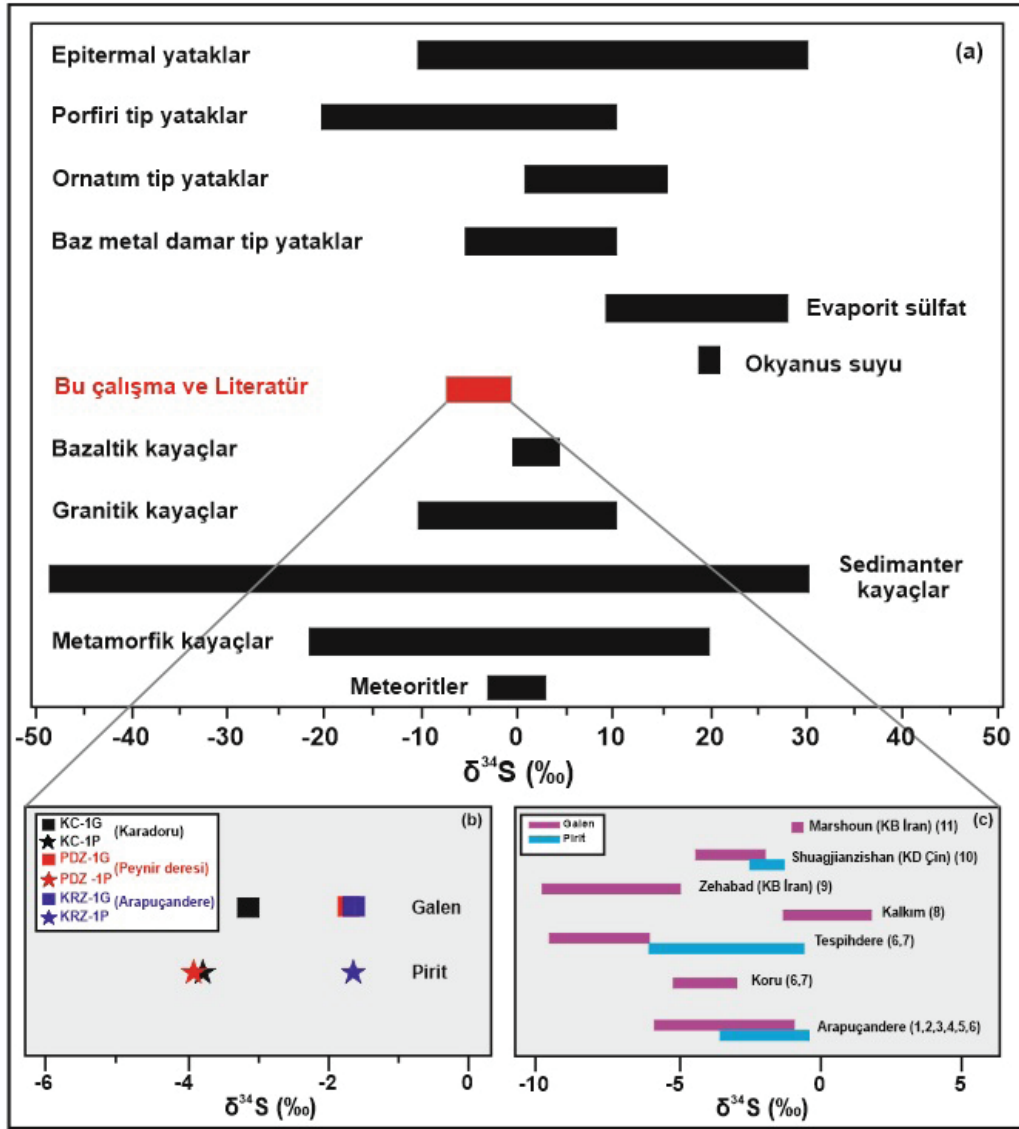
Karadoru ve Madenleşme cevherleşmeleri Nilüfer biriminde metamorfik şistlerin içerisinde Arapuçandere ve Peynirderesi cevherleşmeleri Hodul biriminde diyabaz ve kristalize kireçtaşlarının içerisinde damar şeklinde yataklanmaktadır.

Karadoru ve Arapuçandere (Karaköy) cevherleşmeleri parajenez bakımından benzerlik göstermektedir. Mineral parajenezini galen, sfalerit ve kalkopirit cevher mineralleri, oksidasyon mineralleri limonit, manganoksit, malakit ile gang minerallerini de kuvars, kalsit, klorit ve muskovit oluşturmaktadır. Karadoru, Peynirderesi ve Madenleşme cevherleşmelerinde limonitleşme, Arapuçandere’ de ise silisleşme, serizitleşme, killeşme ve limonitleşme şeklindeki alterasyon tipleri gözlenmiştir. Gültekin ve Örgün

(2005) ve Örgün vd. (2005) Arapuçandere cevher damarlarında galen, sfalerit, kalkopiritin yanısıra magnetit, bizmutinit, tetrahedrit, hidrotermal kuvars, rutil, şeelit, kalsit, Fe-oksit, Mn-oksit, malakit, pirit ile silisleşme, serisitleşme, killeşme (arjilik) alterasyonları da gözlemlemiştir. Kasapçı vd. (2008) ise manyetit, bizmutinit, pirit, galen, sfalerit, kalkopirit, markasit, pirotin, tetrahedrit, arsenopirit, hematit, lepidokrosit, malakit, azurit, limonit, kalsit, kuvars, ametist, klorit, epidot minerallerini ve silisleşme, serizitleşme, kaolinleşme ve albitleşme alterasyonlarını belirlemiştir. Bozkaya (2011a) yaptığı mikroskobik incelemeler sonucunda galen, sfalerit, kalkopirit, pirit, markazit, kovelit ve speküler hematit, kuvars, kalsit ve barit içerdiğini ortaya koymuştur.

Piritin kökenini belirlemek için yapılan iz element jeokimyası çalışmalarında (Loftus-Hills ve Solomon, 1967; Campbell ve Ethier, 1984; Bajwah vd., 1987) piritten elde edilen Co:Ni oranlarının cevher oluşumları için önemli bir gösterge olduğu belirtilmiştir. İnceleme alanındaki Pb-Zn-Cu cevherleşmelerden alınan pirit numunelerinin Co/Ni (0,92-10,8) oranları ile Gültekin ve Örgün (2005)’de Arapuçandere maden yatağındaki piritlerin Co:Ni oranları Bralía vd. (1979) tarafından hazırlanan Co/Ni diyagramında karşılaştırılmıştır. Oranların 1-10 arasında bir alana düşmesi piritin magmatik-hidrotermal kaynaklı olabileceğini düşündürmektedir (Şekil 9).

Malakhov (1969) orta sıcaklıkta oluşan Pb-Zn cevherleşmelerinin en çok yeryüzüne yakın yerlerde ve hiperabisale yakın derinliklerde oluştuğunu belirtmiştir. Hazırlanmış olduğu Sb:Bi diyagramında çalışma alanındaki Arapuçandere, Karadoru ve Peynirderesi cevherleşmeleri ile Gültekin ve Örgün (2005)’ün Arapuçandere yatağı karşılaştırılmıştır (Şekil 10). Galen numunelerinin oluşum sıcaklıkları A ve B aralığı içerisindeki bir alanda dağılmaktadır. Orta-yüksek sıcaklık (140-300 °C) zonunda yer alması, bu cevherleşmelerin magmatik hidrotermal kökenli olduğunu desteklemektedir.



Şekil 12.a) İnceleme alanındaki Pb-Zn-Cu cevherleşmelerine ait $\delta^{34}\text{S}$ (‰) izotop bileşimlerinin önemli jeolojik rezervuarların izotop bileşimleri ile karşılaştırılması (Ohmoto ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985; Hoefs, 1987), **b)** İncelenen cevherleşmelerden alınan galen ve pirit numunelerinin $\delta^{34}\text{S}$ izotop değişimi, **c)** Biga Yarımadasındaki ve dünyadaki benzer kökenli bazı Pb-Zn±Cu±Au±Ag yataklarının galen ve pirit numunelerindeki $\delta^{34}\text{S}$ izotop oranı aralıkları. **Açıklamalar:** 1- Gültekin ve Örgün (2005), 2- Örgün vd. (2005), 3- Hoefs (2009), 4- Bozkaya (2011a), 5- Bozkaya ve Banks (2015), 6- Çiçek vd. (2021), 7- Bozkaya ve Gökçe (2009), 8- Akıska vd. (2013), 9- Shabhazi vd. (2019), 10- Zhai vd. (2020), 11- Kouhestani vd. (2019).

Figure 12.a) Comparison of $\delta^{34}\text{S}$ isotope compositions of Pb-Zn-Cu mineralizations in the study area with those obtained from important geological reservoirs (Ohmoto and Rye, 1979; Field and Fifarek, 1985; Hoefs, 1987), **b)** $\delta^{34}\text{S}$ isotope variation in galena and pyrite samples from mineralizations, **c)** $\delta^{34}\text{S}$ isotope ratio ranges in galena and pyrite samples from some Pb-Zn±Cu±Au±Ag deposits with similar origin in the Biga Peninsula and around the world. **Abbreviations:** 1- Gültekin and Örgün (2005), 2- Örgün et al. (2005), 3- Hoefs (2009), 4- Bozkaya (2011a), 5- Bozkaya and Banks (2015), 6- Çiçek et al. (2021), 7- Bozkaya and Gökçe (2009), 8- Akıska et al. (2013), 9- Shabhazi et al. (2019), 10- Zhai et al. (2020), 11- Kouhestani et al. (2019).

İlkel mantoyla normalize edilmiş çoklu element diyagramında tüm numuneler büyük iyon litofil elementlerince (LILE) zenginleşme ve Ti'de belirgin negatif anomali ile ilişkili ağır nadir toprak elementlerinde (ANTE) tükenme ile benzerlik göstermektedir (Şekil 11a). Kondrite göre normalize edilmiş NTE dağılım diyagramında, nadir toprak element değerlerinin birbirleriyle paralellik gösterdiği gözlenir (Şekil 11b).

Cevherleşmelere ait numunelerden 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 elementler ilksel manto normalize element diyagramında negatif anomaliler sunmaktadır (Şekil 11). Ti'deki azalma, Ti'nin manto kaynağındaki Ti bakımından zengin kalıntı mineral fazlarında (rutil, titanit ve titanomagnetit) tutulmasıyla açıklanabilir (Foley ve Wheller, 1990; Pearce ve Parkinson, 1993). Nb, Ti ve Zr elementleri için negatif anomaliyi ve yay magmatik kayalara özgü yüksek konsantrasyonlarda büyük iyon litofil elementleri (LILE) ve düşük konsantrasyonda yüksek alan kuvvetli elementleri(HFS) gösterir (Muller vd.,1992; Pearce ve Peate, 1995). Ayrıca negatif Nb, Ta, Ti ve Zr anomalileri volkanitlerin yitim zonu ile ilişkili kıtasal yay magması özelliğinde olduğunun göstergesidir (Pearce 1983; Ringwood 1990; Stolz vd., 1990; Kelemen vd., 1990).

Genel olarak, ortaç sülfidasyonlu epitermal yataklar, porfiri yataklarıyla ilişkilendirilir (Sillitoe, 1973; Hedenquist vd., 1998; Einaudi vd., 2003; Heinrich vd., 2004). Karadoru (Kurttaş) skarn-hidrotermal tipi Pb-Zn-Cu cevherleşmesinin Karadoru ve Soğucak sokulumları arasında yer alması birbiriyle ilişkili olduğunu göstermektedir (Anıl 1984; Aysal vd., 2006). Arapuçandere Pb-Zn-Cu-Au yatağının da karışık meteorik ve magmatik sıvılardan kaynaklandığı (Bozkaya ve Banks 2015) ve Soğucak sokulumu ile ilişkili olduğu (Kasapçı 2005; Kasapçı vd., 2008)

belirtmiştir. Arapuçandere Pb-Zn-Cu-Ag yatağı, kontak metamorfizmaya uğramış kumtaşları ile çevrelenmiş olup cevherleşme hem hornfels karakterli kayaçlar hem de diyabazlar içerisinde damarlar şeklinde gelişmiştir (Kasapçı vd., 2008). Gözler vd. (1984), kırık hatlarına yakın kesimlerde görülen Arapuçandere cevherleşmesinin çevresinde bulunan granodiyoritlerle yakından ilişkili olduğunu ileri sürmektedir.

Karadoru (Biga) ve Arapuçandere (Karaköy)'deki cevherleşmeler oluşum ve parajenez bakımından benzerlikler gösterir. Kaaden (1957) ve Yücelay (1976) buradaki cevherleşmeler için granodiyorit sokulumlarının bölgeye yerleşmeleri sırasında oluşan çatlak zonlarının hidrotermal sülfürlü eriyiklerle dolduğu şeklinde yorumlamışlardır. Ayrıca, Karadoru ve Karaköy'de görülen cevherleşmelerin granodiyorit sokulumlarının bölgeye yerleşmeleri sırasında ön konsantrasyon halindeki ağır iri metallerin yeniden hareketlenerek zenginleştiği ve oluşan kırıklarda filon tipinde yataklandığı belirtilmiştir (Anıl, 1984).

Karadoru, Peynir Deresi ve Arapuçandere sülfid cevherleşmesini oluşturan çözeltilerin kaynağını tespit etmek için yapılan kükürt izotop analizleri sonucunda galen ve pirit minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin ‰ -4 ile ‰ -1,6 arasında değiştiği ortaya konulmuştur (Şekil 12 a ve b). İnceleme sahasının kükürt izotop oranları ile benzer cevherleşme sahalarından elde edilen kükürt izotop oranları karşılaştırılmıştır (Şekil 12c). Bu verilerin sonucunda cevherleşmelerinküküt izotop oranları birbirlerine benzediği ve magmatik-epitermal (hidrotermal) kökenli olduğu tespit edilmiştir. Şekil 12c'de genellikle negatif $\delta^{34}\text{S}$ ‰ izotop değerlerine sahip iken, Kalkın cevherleşmelerinin pozitif $\delta^{34}\text{S}$ ‰ izotop değerleri sunduğu görülmektedir. Galen ve piritin negatif değerler göstermesi, cevherleşmeyi oluşturan hidrotermal çözeltilerdeki kükürtün kaynağının magmatik kökenli olduğuna işaret etmektedir (Ohmoto ve Rye, 1979). Ishihara ve

Sasaki (1989), I-tipi kısmi ergime ile magma bileşimine katılan sedimanter protolitlerden kaynaklanabileceği için negatif $\delta^{34}\text{S}\%$ değerler gösterdiğini belirtmiştir. Bu olgulara dayanarak incelenen epijenetik hidrotermal oluşumlu cevherleşmelerin magmatik kökenli eriyiklerden kaynaklandığı ve I-tipi granitler ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Oyman vd. (2018), porfir ve skarn cevherleşmelerine ait pozitif $\delta^{34}\text{S}\%$ izotop oranları için çok fazla akışkanlara sahip magmatik bileşimin zamana bağlı değişiminden kaynaklanabileceğini rapor etmiştir.

EXTENDED SUMMARY

Pb-Zn-Cu mineralization between Karadoru and Karaköy is located in the Biga Peninsula (Çanakkale-Yenice, NW Turkey). The basement of the region consists of the Nilüfer unit, which includes metabasic rocks of the Triassic Karakaya Complex, and the Hodul unit, which includes overlying limestones, spilitic basalt, diabase, and arcogenic sandstones. The Karakaya Complex units are intruded by the Oligocene-Miocene Karadoru, Sariçayır, and Soğucak granitoids. Skarn zones and contact metamorphism developed between the Nilüfer and Hodul units and granitoids. The Karadoru, Sariçayır, and Soğucak granitoids are unconformably overlain by the Miocene Çan volcanics.

The Karadoru and Madencesme mineralizations are located within the metamorphic schists of the Nilüfer unit, while the Arapuçandere and Peynir Deresi mineralizations are found in the form of veins in diabase and crystallized limestone of the Hodul unit. The mineralizations in Karadoru (Biga) and Arapuçandere (Karaköy) exhibit similarities in terms of formation and paragenesis. Galena is the main ore mineral, which is observed intensely in all mineralizations in the study area. In ore microscopy examinations, quartz gangue mineral and ore minerals such as sphalerite, chalcopyrite, and pyrite are frequently

found together as anhedral or flat euhedral crystals (Figure 5).

Limonite is predominantly found in Peynirderesi and Karadoru mineralizations. Hematite is also found in Peynir Deresi mineralization. Malachite is commonly found in the Karadoru mineralization. Manganese appears as stains in both the Karadoru and Madencesme mineralizations (Figure 4a, c & d). Ore microscope examinations revealed evidence of hypogene mineralization occurring in two phases during the formation process of ore and gangue minerals in the mineralization locations (Figure 6). Chalcopyrite ore mineral was formed in two phases. Firstly, subhedral and anhedral crystals formed within a galena vein, and secondly, inclusions within sphalerite formed. The sphalerite formed after chalcopyrite-1 phase. Galena formation followed the development of chalcopyrite-1 and sphalerite, and continued until after their formation. Hydrothermal quartz underwent two phases of development before mineralization.

When comparing the mineralizations, it is evident that the KC-1 (Karadoru) sample had higher levels of Fe_2O_3 , the MÇZ-1 (Madencesme) sample had higher levels of Al_2O_3 and K_2O , the PDZ-1 (Peynir Deresi) sample had higher levels of SiO_2 and K_2O , and the KRZ-1 (Arapuçandere) sample had higher levels of Fe_2O_3 and CaO . The KRZ-2 (Arapuçandere) sample had higher levels of Fe_2O_3 , K_2O , and CaO , while the KRZ-3 (Arapuçandere) sample had higher levels of Fe_2O_3 and SiO_2 , and the KRZ-4 (Arapuçandere) sample had higher levels of Fe_2O_3 . Pb, Zn, and Cu were the main elements in the study area. The mineralizations are strongly enriched in certain trace elements, including Pb, Zn, Cu, Ag, Au, W, Bi and Sb. The presence of trace elements, such as Sb, Bi, As, Mo, Se, Hg, Cd, Mn and Tl, in both the country rock and ore minerals indicates a correlation with epithermal systems (Figure 8).


To determine the origin of mineralizations, the Co/Ni ratios of pyrite and Sb/Bi values of galena samples were compared. Diagrams of pyrite-galena samples were drawn using the analysis results of Gültekin and Örgün (2005) (Tables 3 & 4; Figures 9 & 10). The Co/Ni ratios of pyrite in mineralizations ranged from 1-10 (Table 3 & Figure 9). Galen was found in the Pb-Zn-Cu mineralizations in regions A and B, according to the Sb:Bi ratio diagram (Table 4 & Figure 10). The Sb/Bi ratios indicate that the formation temperatures of the Arapuçandere deposit, Karadoru, and Peynir Deresi mineralizations were in the medium-high temperature zones (140-300 °C). These diagrams provide evidence for the magmatic hydrothermal origin of the mineralizations.

The Karadoru (Kurttaş) Pb-Zn-Cu mineralization has skarn-hydrothermal type (Anıl, 1984; Aysal, 2015) and is located between the Karadoru and Soğucak intrusions, indicating their interrelation. Arapuçandere Pb-Zn-Cu-Au deposit was formed by the mixing of meteoric and magmatic fluids. Galena and pyrite minerals had $\delta^{34}\text{S}$ values ranging from ‰ -4 to ‰ -1.6 in the Karadoru, Peynir Deresi and Arapuçandere mineralizations. These mineralizations are thought to have magmatic-epithermal origin and are associated with Type I granites.


KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Proje Ofisi (BAP, proje no: 1745-YL-08) tarafından finanse edilen D. Kıray'ın yüksek lisans tezinin bir kısmını oluşturmaktadır.

ORCID

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

Mustafa Kuşcu  <https://orcid.org/0000-0001-6955-7470>

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

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Ağdemir, N., Kırkoclu, M. S., Lehmann, B. & Tietze, J. (1994). Petrology and alteration geochemistry of the epithermal Balya Pb-Zn-Ag deposit, NW Turkey: a reconnaissance study. *Mineralium Deposita*, 29, 366-371.
- Akıska, S. (2020). Crystallization conditions and compositional variations of silicate and sulfide minerals in the Pb-Zn skarn deposits, Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 118, Article 103322.
- Akıska, S., Demirela, G. & Sayili, S. (2013). Geology, mineralogy and the Pb, S isotope study of the Kalkım Pb-Zn±Cu deposits, Biga Peninsula, NW Turkey. *Journal of Geosciences*, 58(4) 379– 396.
- Akıska, S. & Demirela, G. (2014). Origin of the fluids in the Handeresi, Bağırkaçdere, and Fırıncıkdere (Kalkım, Yenice-Çanakkale) Pb-Zn±Cu distal skarn deposits. *Yerbilimleri*, 35(3), 199–218 (in Turkish with English abstract).
- Akıska, S. & Demirela, G. (2018). The geology, mineral chemistry and isotope composition of Çulfa Çukuru (Çanakkale) Pb-Zn±Cu±Ag deposit. In M. Avcıoğlu, T. Kurttaş, F. Toksoy Köksal, Y. Eyüboğlu, E. Yiğitbaş, (Eds.), *71st Geological Congress of Turkey Abstract Book*, (p.: 575–576). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları. http://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/9ee599173fc3528_ek.pdf
- Akıs, İ. (2011). *Geological and geochemical features of the skarn deposits in the vicinity of the Sariçayır (Yenice/Çanakkale)-Turkey* [Msc. Thesis]. Selcuk University, Konya, Turkey.
- Andic, T. & Kayhan, F. (1997). *Report on the general geochemical research of the Çanakkale Lapseki* (Report no. 10059). Technical reports of the general directorate of the Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey, (in Turkish, unpublished).
- Anıl, M. (1979). *Etude géologique et métallogénique du secteur septentrional de Yenice (presqu'île de Biga-Turquie)* (Doctoral dissertation).
- Anıl, M. (1984). Genesis of the Pb-Zn-Cu mineralization and relations with Tertiary volcanism in Yenice area (Arapuçandere-Kurttaş-Sofular and Kalkım-Handeresi). *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 8(2),

- 17–30. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/289816>
- Anil, M. & Yaman, S. (1985). Fluid inclusion studies on the Arapuçandere (Yenice-Çanakkale) Pb–Zn mineralizations. *Bulletin for Earth Science*, 12, 81–91.
- Arvas, H. ve Önder, İ. (1976). *Biga Yarımadası Çataltepe sahası bakır-kurşun aramaları IP Etüd Raporu* (Rapor No: 5625) MTA Derleme Ankara.
- Aubert, D., Stille, P. & Probst, A. (2001). REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(3), 387-406.
- Aydın, E. (1981). Biga Yarımadasındaki Pb-sulfomineralleri, bunların oluşum koşulları ve kökenleri. *İ.Ü. Yerbilimleri*, 1-2, 53-76.
- Aydın, E. ve Öztunalı, Ö. (1981). Biga Yarımadasındaki Pb-Zn cevherleşmelerinin oluşum koşulları. *İ.Ü. Yerbilimleri*, 1-2, 91-95.
- Aydın, Ü., Şen, P., Özmen, Ö. & Şen, E. (2019). Biga Yarımadası'ndaki granitoyitlerin (KB Anadolu, Türkiye) petrolojik ve jeokimyasal özellikleri. *MTA Dergisi*, 160, 81-116.
- Aysal, N. (2005). Biga (Çanakkale) doğusunun Mesozoyik-Tersiyer magmatizması ve metamorfizmasının petrolojisi [Doktora tezi]. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- 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. ve Hanilçi, N. (2006). Karadoru granitoid plütönu yan kayaçlarının petrografisi ve skarn zonuunun özellikleri, Yenice-Çanakkale. İstanbul Üniversitesi *Yerbilimleri Dergisi*, 19(2), 183-194.
- Bajwah, Z., Seccombe, P. & Offler, R. (1987). Trace element distribution, Co:Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita*, 22, 292–300.
- Bingol, E. (1968). *Contribution à l'étude géologique de la partie centrale et sud-est du massif de Kazdag (Turquie)* [Doctoral dissertation thesis]. Faculty of Science, University of Nancy (France).
- Boynton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Chapter 3. *Development of Geochemistry*, 2, 63-114.
- Bozkaya, G. (2011a). Sulphur-and lead-isotope geochemistry of the Arapuçandere lead-zinc-copper deposit, Biga Peninsula, Northwest Turkey. *International Geology Review*, 53(1), 116-129.
- Bozkaya, G. (2011b). Sulfur isotope composition of the Bagirkacdere lead-zinc deposit, Biga Peninsula, Turkey. In *Goldschmidt Conference 2011, Prague, Abstracts, Mineral Mag* 75, 571.
- Bozkaya, G., Gökçe, A. & Grassineau, N. V. (2008). Fluid inclusion and stable isotope characteristics of the Arapuçandere Pb-Zn-Cu deposits, Northwest Turkey. *International Geology Review*, 50(9), 848-862.
- Bozkaya, G. & Gökce, A. (2009). Lead and sulfur isotope studies of the Koru (Çanakkale, Turkey) lead-zinc eposits. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18(1), 127-137.
- Bozkaya, G. & Banks, D. A. (2015). Physico-chemical controls on ore deposition in the Arapucandere Pb–Zn–Cu-precious metal deposit, Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 66, 65-81.
- Bralia, A., Sabatini, G. & Troja, F. (1979). A reevaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as a geochemical tool in ore genesis problems: evidence from southern Tuscany pyritic deposits. *Mineral Deposita*, 14, 353-374.
- Cagatay, A. (1980). Geology and mineralogy of western Anatolian lead-zinc deposits and some comments about their genesis. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 23(2), 119-132. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/f477737c1829c3e_ek.pdf
- Campbell, F. A. & Ethier, V. (1984). Nickel and Cobalt in pyrrhotite and pyrite from the Faro and Sullivan ore bodies. *Canadian Mineralogist*, 22, 503-506.
- Cetinkaya, N., Karul, B., Yenigun, K. & Onal, R. (1983). *Report of Turkish–Germany project Biga Peninsula on there search project of metallic mines (Pb–Zn–Cu)* (Report No. 7745). Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA).

- Çiçek, M. & Oyman, T. (2016). Origin and evolution of hydrothermal fluids in epithermal Pb-Zn-Cu±Au±Ag deposits at Koru and Tesbihdere mining districts, Çanakkale, Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 78, 176-195.
- Çiçek, M., Oyman, T., Kaliwoda, M. & Hochleitner, R. (2017). Mineralogy and mineral chemistry of the Arapuçandere Pb-Zn-Cu (Ag-Au) mineralization in the northeast of Yenice (Çanakkale), Biga Peninsula, NW Turkey. *Workshop on Subduction Related Ore Deposits, Abstracts Book* (p.:18). Karadeniz Technical University, Trabzon-Turkey.
- Çiçek, M., Oyman, T. & Palmer, M. R. (2021). Variation of Cu, Fe, S and Pb isotopes in sulfides from hydrothermal mineralization from the Yenice region in Çanakkale, Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 136, Article 104255. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104255>
- Delaloye, M. & Bingöl, E., (2000). Granitoids from Western and Northwest Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42, 241-268.
- Demirela, G., Akıska, S., Sayılı, İ. S. & Kuşçu, İ. (2014). Çataltepe (Lapseki-Çanakkale) Pb-Zn±Cu±Ag yatağı'nın jeolojisi ve alterasyon özellikleri. *Yerbilimleri*, 35(2), 141-168.
- Demirela, G. & Akıska, S. (2022). Evaluation of Pb isotope systematics and metal sources of the Biga Pb-Zn Province (NW Turkey) and comparison with the Pb isotope systematics of the Rhodope Massif. *Journal of African Earth Sciences*, 187, Article 104445. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104445>
- Doyuran, M. (1970) . *The preliminary study of Pb-Zn mineralizations between Evciler-Dağoba (Bayramiç/Çanakkale)* (Report no. 4976). MTA, Ankara. (in Turkish, unpublished).
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Ilgar, A., Dönmez, M. ve Akçay, A. E. (2007). 1/100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları serisi, Bandırma-H18 paftası, no:102. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Okay, A.İ., Şentürk, Y. ve Kar, H.(2012). *Biga Yarımadası'nın Tersiyer öncesi jeolojisi. Biga Yarımadası'nın genel ve ekonomik jeolojisi*. MTA Özel Yayın Serisi-28, 7-77.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. & Inan, E. E. (2003). Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. In S.F. Simmons, I. Graham (Eds.), *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth*. <https://doi.org/10.5382/SP.10.15>
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H.J. ve Yıldırım, T. (1995). Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşanlı adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *MTA Dergisi*, 117, 55-86.
- Eric, D., Philippe, B., Jean, L.C., Jean, P.D., Yves, F., Pierre, A. & Toshitaka, G. (1999). Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (5), 627-643.
- Ersoy, E.Y., Palmer, M.R., Can Genç, Ş., Prevelic D., Akal, C. & Uysal, İ. (2017a). Chemo-probe into the mantle origin of the NW Anatolia Eocene to Miocene volcanic rocks: Implications for the role of, crustal accretion, subduction, slab roll-back and slab break-off processes in genesis of postcollisional magmatism. *Lithos*, 288-289, 55-71. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.07.006>
- Ersoy, E.Y., Akal, C., Can Genç, Ş., Candan, O., Palmer, M.R., Prelevic, D., Uysal, İ. & Mertz-Kraus, R. (2017b). U-Pb zircon geochronology of the Paleogene-Neogene volcanism in the NW Anatolia: Its implications for the late Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *Tectonophysics*, 717, 284-301. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.08.016>
- Evans, A.M. (1993). *Ore geology and industrial minerals: An introduction*. Blackwell Scientific Publications, London.
- Field, C.W. & Fifarek, R.H. (1985). Light isotope systematics in the epithermal environment. In B. R. Berger, P.M. Bekte (Eds.), *Geology and Geochemistry of Geothermal Systems, Reviews in Econ. Geology*, 2, 99-128.
- Foley, S.F. & Wheller, G.E. (1990). Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: The role of residual titanites. *Chemical*

- Geology*, 85, 1–18. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90120-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90120-V)
- Genç, S.C. (1998). Evolution of the Bayramiç magmatic complex, Northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 233–249.
- Gözler, M.Z., Ergül, E., Akçaören, F., Genç, Ş., Akat, U. ve Acar, Ş. (1984). *Çanakkale Boğazı doğusu Marmara Denizi güneyi Bandırma–Balıkesir Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojisi ve kompilasyonu* (Rapor no:7430). Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Raporu, (yayımlanmamış).
- Gültekin, A. H. ve Örgün, Y. (2005). Arapuçan (Yenice-Çanakkale) Pb-Zn-Cu-Ag yatağının jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri. *Anadolu Üniversitesi Bilim ve Teknoloji Dergisi*, 6(1), 97-107.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. & Reynolds, T. J. (1998). Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93(4), 373-404.
- Heinrich, C. A., Driesner, T., Stefánsson, A. & Seward, T. M. (2004). Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits. *Geology*, 32(9), 761-764.
- Henderson, P. (1984). General geochemical properties and abundance of the rare earth elements. In P. Henderson (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry* (pp. 1-32.). *Developments in Geochemistry 2*, Elsevier, Amsterdam.
- Huston, D. L., Sie, S. H., Suter, G. F., Cooke, D. R. & Both, R. A. (1995). Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits; Part I, Proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and Part II, Selenium levels in pyrite; comparison with delta ³⁴S values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Economic Geology*, 90(5), 1167-1196. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.5.1167>
- Hoefs, J. (1987). *Stable Isotope Geochemistry*, 3rd edn. Springer, Berlin-Heidelberg New York.
- Hoefs, J. (2009). *Stable Isotope Geochemistry*, 6th ed. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Ishihara, S. & Sasaki, A. (1989). Sulfur isotopic ratios of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith - a reconnaissance study. *Geology*, 17(9), 788-791.
- Kaaden, G. v. d. (1956). *Edremit Bölgesinde jeoloji ve maden yatakları incelemeleri* (Rapor No. 2400). Maden Tetkik Arama Enstitüsü Raporu (yayımlanmamış).
- Kaaden, G. v. d. (1957). *Çanakkale-Biga Edremit yarımadası bölgesindeki jeolojik saha çalışmaları ve maden yatakları hakkında rapor* (Rapor no: 2661). Maden Tetkik Arama Enstitüsü Raporu (yayımlanmamış), Ankara.
- Kandemir, Ö., Pehlivan, Ş., Kanar, F. ve Tok, T. (2013). *1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi no:191 Bandırma-H21 paftası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- 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.
- Kasapçı, C. (2005). *Kuzeybatı Anadolu Pb-Zn yataklarının jeolojisi ve oluşumlarının karşılaştırmalı incelemesi* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Kasapçı, C., Öztürk, H., Hanılçı, N. & Aysal, N. (2008). Jeoloji ve sıvı kapanım bulguları ışığında Arapuçandere (Yenice-Çanakkale) Pb-Zn-Cu yatağının oluşumu. *Türkiye Kurşun-Çinko Yataklarının Jeolojisi, Madenciligi ve Mevcut Sorunları Sempozyumu, Bildiri Kitabı* (s.: 100-118). 14–16 Ocak 2008- İstanbul,
- Kaya, O. & Mostler, H. (1992). A Middle Triassic age for low-grade greenschist facies metamorphic sequence in Bergama (Izmir), western Turkey: the first paleontological age assignment and structural-stratigraphic implications. *Newsletters on Stratigraphy*, 1-17.
- Kelemen, P. B., Johnson, K. T. M., Kinzler, R. J. & Irving, A. J. (1990). High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*, 345(6275), 521-524.

- Ketin, İ. (1966). Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Dergisi*, 66: 20-37. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/bulletinofmre/issue/3892/51961>
- Kıray, D.(2010). *Karadoru-Karaköy (Çanakkale) arasındaki Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin jeolojik ve jeokimyasal özellikleri* [Yüksek lisans tezi]. Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta.
- Kıray, D. (2021). *Şahinli (Lapseki-Çanakkale, Batı Türkiye) bölgesindeki Kestanelik Au-Agcevherleşmesinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelemeler ile kökeninin belirlenmesi* [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Kıray, D. ve Cengiz, O. (2023). Kestanelik granitoidinin petrografik ve jeokimyasal özellikleri (Çanakkale, Biga Yarımadası)/Petrographical and geochemical characteristics of the Kestanelik granitoid (Çanakkale, Biga Peninsula). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 66(1) 127-148. <https://doi.org/10.25288/tjb.1187739>
- Klinkhammer, G.P., Elderfield, H., Edmond, J.M. & Mitra, A. (1994). Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 5105-5113.
- Konak, N., Alan, İ., Bakırhan, B., Bedi, Y., Dönmez, M., Pehlivan, Ş., Sevin, M., Türkecan, A. ve Yusufoglu, H. (2016). *1/1.000.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara-Türkiye.
- Kouhestani, H., Mokhtari, M. A. A., Qin, K. & Zhao, J. (2019). Origin and evolution of hydrothermal fluids in the Marshounepithermal Pb-Zn-Cu (Ag) deposit, Tarom-Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 113, 103087.
- Kozur, H.W, Aydın, M., Demir, O., Yakar, H., Göncüoğlu, M.C. & Kuru, F. (2000). New Stratigraphic and Palaeogeographic Results from the Palaeozoic and Early Mesozoic of the Middle Pontides (Northern Turkey) in the Azdavay, Devrekani, Küre and Inebolu Areas: Implications for the Carboniferous - Early Cretaceous Geodynamic Evolution and Some Related Remarks to the Karakaya Oceanic Rift Basin. *Geologia Croatica*, 53(2), 209-268. <https://doi.org/10.4154/GC.2000.03>
- Kuşcu, İ, Tosdal, R. M. & Gençalioğlu-Kuşcu, G. (2019). Episodic porphyry Cu (-Mo-Au) formation and associated magmatic evolution in Turkish Tethyan collage. *Ore Geology Reviews*, 107, 119-154. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.005>
- Laçın, D. (2003). *Biga Yarımadası (Çanakkale-Balıkesir) haloysitlerinin yataklanma özellikleri, mineralojisi ve oluşumları* [Doktora Tezi]. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Loftus-Hills, G. & Solomon, M. (1967). Cobalt, nickel and selenium in sulfides as indicators of ore genesis: *Mineralium Deposita*, 2, 228-242.
- Lottermoser, B. G. (1992). Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7(1), 25-41. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(92\)90017-F](https://doi.org/10.1016/0169-1368(92)90017-F)
- Malakhov, A.A.(1969). *Bismuth and antimony in galenas as indicators of some conditions of ore formation*. Institute of Geophysics, Tashkent.
- McDonough, W. F. & Sun, S. S. (1995). The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253.
- Menant, A., Jolivet, L., Tuduri, J., Loiselet, C., Bertrand, G. & Guillou-Frotier, L. (2018). 3D subduction dynamics: A first-order parameter of the transition from copper- to gold-rich deposits in the eastern Mediterranean region. *Ore Geology Reviews*, 94, 118-135. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.023>
- Michard, A. & Albarède, F. (1986). The REE content of some hydrothermal fluids. *Chemical Geology*, 55(1-2), 51-60. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90127-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90127-0)
- Moller, P. & Morteani, G. (1983). On the geochemical fractionation of rare earth elements during the formation of Ca-minerals and its application to problems of the genesis of ore deposits. In S.S. Augusthitis (Ed.), *The Significance of Trace Elements in Solving Petrogenetic Problems and Controversies* (pp. 747-791). Theophrastus, Athens.
- Müller, D., Rock, N. M. S. & Groves, D. I. (1992). Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings, a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46, 259-289. <https://doi.org/10.1007/BF01173568>

- Ohmoto, H. & Rye, R. O. (1979). Isotopes Sulfur and Carbon: In H. L. Barnes, (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Second Edition*, (509–567), John Wiley and Sons Inc., New York.
- 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., Siyako, M. & Bürkan, K. A. (1991). Geology and tectonic evolution of Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Bulletin Technical University of İstanbul*, 44, 191-255.
- Okay, A. I. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 475-515.
- Okay, A. I. & Altın, D. (2004). Uppermost Triassic Limestone in the Karakaya Complex–Stratigraphic and Tectonic Significance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13(2), 187-199. <https://journals.tubitak.gov.tr/earth/vol13/iss2/5>
- Okay, A. I. & Göncüoğlu, M. C. (2004). The Karakaya Complex: a review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13(2), 75-95.
- Ovalıoğlu, R. (1973). Biga Yarımadası'nın jeolojisi, maden yatakları ve bakır-kurşun çinko mineralizasyonu için ümitli olan bölgeler. *Madencilik Dergisi*, 12(6), 1-22.
- Oyman, T. (2018). *Yenice'nin KD'daki Granitoid sokulumlar ile ilişkili magmatik-hidrotermal sistemlerle ilişkili cevherleşmeler arasındaki bağlantılar (Çanakkale, Biga Yarımadası)*, (Rapor no: 114Y055). Tübitak Proje Raporu.
- Öngen, S. (1982). *Yenice (Çanakkale) granitoidlerinin ve yan kayaların petrolojisi* [Doçentlik Tezi]. İstanbul Üniversitesi.
- Öngen, S., Aysal, N. & Azaz, D. (2002). Çan Güneyi (Çanakkale) Geç Tersiyer Riyolit-Bazalt Karakterli Volkanizması. 55. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*, 201-203.
- Örgün, Y., Gültekin, A. H. & Önal, A. (2005). Geology, mineralogy and fluid inclusion data from the Arapuçandere Pb-Zn-Cu-Ag deposit, Çanakkale, Turkey: *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 629-642.
- 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 Xenoliths*, (pp.: 230-249.). Shiva Cheshire, UK.
- Pearce, J. A. & Parkinson, I. J. (1993). Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris, C.R. Neary, (Eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics, Volume 76* (pp. 373-403). Geological Society of London: London, UK.
- Pearce, J. A. & Peate, D. W. (1995). Tectonic implications of the composition of the volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343>
- Pehlivan, A. N. & Çetin, A. (1997). *Edremit (Balıkesir) Ezine-Bayramiç-Yenice (Çanakkale) çevresinin altın ağırlıklı polimetal ve ağır mineral çalışmaları raporu* (Rapor No: 10061). MTA Derleme Raporu, Ankara (yayımlanmamış).
- Pehlivan, Ş., Duru, M., Dönmez, M. Akçay, A. E. ve Ilgar, A. (2007). *1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları serisi, Balıkesir-İ19 paftası, No:96*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Qi, X. X., Yu, F. L. & Yu, C. L. (2008). Rare earth element and trace element geochemistry of Shalagang antimony deposit in the Southern Tibet and its tracing significance for the origin of metallogenic elements. *Geoscience*, 22(2), 162-172.
- Richards, J. P. (2015). Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: from subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70, 323–345. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009>
- Ringwood, A. E. (1990). Slab-mantle interactions: 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology*, 82, 187-207.
- Ruggieri, G., Lattanzi, P., Luxoro, S. S., Dessi, R., Benvenuti, M. & Tannelli, G. (1997). Geology, mineralogy and fluid inclusion data of the Furtei high-sulfidation gold deposit, Sardinia, Italy. *Economic Geology* 92, 1–14.

- Sánchez, M. G., McClay, K. R., King, A. R. & Wijbrams, J. R. (2016). Cenozoic crustal extension and its relationship to porphyry Cu-Au-(Mo) and epithermal Au-(Ag) mineralization in the Biga peninsula, Northwestern Turkey. In J. P. Richards (Ed.), *Tectonics and Metallogeny of the Tethyan Orogenic Belt, Special Publication (Society of Economic Geologists (U. S.))19*, 113-156. <https://doi.org/10.5382/SP.19.05>
- Shahbazi, S., Ghaderi, M. & Alfonso, P. (2019). Mineralogy, alteration, and sulfur isotope geochemistry of the Zehabad intermediate sulfidation epithermal deposit, NW Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28(6), 882-901.
- Sillitoe, R. H. (1973). The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 68(6), 799-815.
- Stolz, A. J., Varne, R., Davies, G. R., Wheller, G. E., & Foden, J. D. (1990). Magma source components in an arc-continent collision zone: the Flores-Lembata sector, Sunda arc, Indonesia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 585-601.
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C., Cin, A., Rowley, D. B. & Nie, S. Y. (1993). Space-time patterns of magmatism along the Tethysides: A preliminary study. *The Journal of Geology*, 101(1), 51-84.
- Tufan, E. A. & Kara, A. (1987). *Çanakkale-Yenice-Vakıf Köyü Pb-Zn-Cu Cevherleşmesi Maden Jeolojisi Raporu* (rapor no: 8297). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Tunç, I. O., Yiğitbaş, E., Sengun, F., Wazack, 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. <https://doi.org/10.1080/09853111.2013.877242>
- Ünal-Çakır, E. (2020). Sulphur and lead isotope geochemistry of the Dursunbey (Balıkesir) lead-zinc deposit. *Journal of African Earth Sciences*, 172, Article 104003.
- Walshe, J. L. & Solomon, M. (1981). An investigation into the environment of formation of the volcanic-hosted Mount Lyell copper deposits using geology, mineralogy, stable isotopes and a six-component chlorite solid solution model. *Economic Geology*, 76(2), 246-284. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.2.246>
- Yenigün, K. (1978). *The geological report of Alandere Pb-Zn-Cu mineralization in Çakır Village (Yenice/Çanakkale)* (Report no. 6564). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara (in Turkish, unpublished).
- Yılmaz, Y. (1990). Allochthonous terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and the surrounding regions. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 331, 611-624. <https://doi.org/10.1098/rsta.1990.0093>
- 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(3), 243-271. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(01\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(01)00002-3)
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. ve Yılmaz, K. (1994). Kuzeybatı Anadolu'da geç Kretase yaşlı kıta kenarının jeolojik evrimi, Türkiye. *10. Petrol Kongresi*, 37-55.
- Yılmaz, H., Oyman, T., Sönmez, F. N., Arehart, G.B. & Billor, Z. (2010). Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Şahinli/Tespilh Dere (Lapseki /Western Turkey). *Ore Geology Reviews*, 37(3-4), 236-258. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.04.001>
- Yiğit, Ö. (2012). A prospective sector in the Tethyan Metallogenic Belt: Geology and Geochronology of mineral deposits in the Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 46, 118-148. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.09.015>
- Yiğitbaş, E. & 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>
- Yusoff, Z. M., Ngwenya, B. T. & Parsons, I. (2013). Mobility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites

in a tropical setting, Malaysia. *Chemical Geology*, 349, 71-86.

- Yücelay, M. A. (1971). *Geological etude of the Karaköy-Arapuçandere Pb-Zn-Cu mineralization, Çanakkale-Yenice* (Report No. 4688). Mineral Research and Exploration Institute of Turkey.
- Yücelay, M. A. (1976). *Çanakkale-Yenice geological report related to the Karaköy-Arapuçandere Pb-Zn-Cu area* (Report No. 5655). Mineral Research and Exploration Institute of Turkey.

Zamanian, H. & Radmard, K. (2016). Geochemistry of rare earth elements in the Baba Ali magnetite skarn deposit, western Iran—a key to determine conditions of mineralization. *Geologos*, 22(1), 33-47.

Zhai, D., Williams-Jones, A. E., Liu, J., Selby, D., Voudouris, P. C., Tombros, S., Li, K., Li, P. & Sun, H. (2020). The genesis of the Giant Shuangjianzishan epithermal Ag-Pb-Zn deposit, Inner Mongolia, Northeastern China. *Economic Geology*, 115(1), 101-128.



**Yozgat Batoliti Doğu Kenarı Plütonik Kayaçlarının Mineralojik – Petrografik,
Jeokimyasal ve Petrojenetik Özellikleri**

*Mineralogical – Petrographic, Geochemical and Petrogenetic Properties of Plutonic Rocks located on
the Eastern Edge of Yozgat Batholith, Türkiye*

Başak Aydoğdu¹ , Nazmi Otlu^{2*} 

¹ *Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Kampüs
58140 Sivas*

² *Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kampüs 58140
Sivas*

• Geliş/Received: 07.05.2024 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 30.07.2024 • Kabul/Accepted: 05.08.2024
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 25.08.2024 • Baskı/Printed: 31.08.2024

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Çalışma alanında, temeli oluşturan Paleozoik yaşlı Kırşehir Bloğu Metasedimanterleri, Kalkanlıdağ Metamorfiti ve Bozçaldağ Formasyonu ile temsil olunur. Üst Kretase yaşlı Artova Ofiyolitli Karışığı, tektonik dokanaklı olarak bu temel birimleri üzerler. Yozgat Batoliti bu metasedimanterleri ve Artova Ofiyolitli Karışığı'nı sıcak dokanakla kesmektedir. Ancak, çalışma alanında, Artova Ofiyolitli Karışığı, Yozgat Batoliti'ne ait birimler üzerinde tektonik dokanaklı olarak gözlenmektedir. Yozgat Batoliti'nin, çalışma alanındaki üyeleri; Karga Kuvars Monzonit Porfiri, Karaveli Kuvars Monzoniti, Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti ve Alcı Monzograniti'dir. Üst Kretase – Paleosen yaşlı Kötüdağ Volkaniti ise, bu birimleri üzerler. Çalışma alanındaki sedimanter örtü kayaları, Alt – Orta Eosen yaşlı Baraklı Formasyonu; Üst Miyosen – Pliyosen yaşlı Kızılırmak Formasyonu ve Kuvaterner yaşlı Alüvyonlardır.

Yozgat Batoliti'ne ait plütonik birimler, eş yaşlı mafik ve felsik magmaların homojen (magma mixing) ve yer yer de heterojen (magma mingling) karışımı ürünü olan hibrid bir magmadan oluşmuş, subalkalin (kalkalkalin), genel olarak I-tipi, metalümino granitoidler olduğu belirlenmiştir. Bu plütonik birimler, bir birine yakın zaman aralığında oluşmakla birlikte; arazi ilişkileri, değişim diyagramlarındaki oluşum sırası ve yaş analizi verileri (hornblend ve biyotit minerallerinden elde edilen ⁴⁰Ar – ³⁹Ar jeokronolojik yaş aralığı 81,48 ± 0,82 my – 89,35 ± 0,92 my) birlikte değerlendirildiğinde Karga Kuvars Monzonit Porfiri, Karaveli Kuvars Monzoniti, Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti ve Alcı Monzograniti sırasıyla oluştukları görülmektedir.

Plütonik birimler, çarpışma ve çarpışma sonrası yükselim sürecinde (Koniasiyen – Kampaniyen) sonrası bölgeye yerleşmiş; levha içi granitoidlerdir (WPG).

Anahtar Kelimeler: Jeokimya, jeokronoloji, petroloji, Yozgat Batoliti.

Abstract: The study area consists of Palaeozoic-aged Kırşehir Block Metasedimentaries, which are represented by Kalkanlıdağ Metamorphite and the Bozçaldağ Formation. The Upper Cretaceous-aged Artova Ophiolitic Melange overlies these basement units tectonically. The Yozgat Batholith cuts these metasedimentaries and the Artova Ophiolitic Melange with a hot contact. However, in the study area, the Artova Ophiolitic Mix is observed tectonically on the units belonging to the Yozgat Batholith. The members of Yozgat Batholith in the study area are Karga Quartz Monzonite Porphyry, Karaveli Quartz Monzonite, Kodallı K-feldspar Megacrystalline Quartz Monzonite and Alci

Monzogranite. Upper Cretaceous - Palaeocene aged Kötüdağ Volcanite overlies these units. The sedimentary cover rocks in the study area are the Lower – Middle Eocene-aged Baraklı Formation; Upper Miocene – Pliocene-aged Kızılırmak Formation and Quaternary-aged Alluvium.

Plutonic units belonging to Yozgat Batholith are subalkaline (calcalkaline), generally I-type, metallumino granitoids formed from a hybrid magma which is the product of homogeneous (magma mixing) and sometimes heterogeneous (magma migration) mingling of coeval mafic and felsic magmas. Although these plutonic units were formed in close time intervals, when analyzing the field relations, the formation pattern in the alteration diagrams and the age analysis data ($^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$) geochronological age range $81.48 \pm 0.82 \text{ Ma} - 89.35 \pm 0.92 \text{ Ma}$ obtained from hornblende and biotite minerals, it is seen that they were formed in the order of Karga Quartz Monzonite Porphyry, Karaveli Quartz Monzonite, Kodallı K-feldspar Megacrystalline Quartz Monzonite, and Alcı Monzogranite.

The plutonic units are within plate granitoids (WPG); which were settled in the region during collisional and post-collisional uplift (Coniacian – Campanian).

Keywords: Yozgat Batholith, geochemistry, geochronology, petrology.

GİRİŞ

Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı (OAKK, Göncüoğlu vd., 1991, 1992) olarak tanımlanan tektonik birlik, Ankara'nın doğusundan başlayıp, güney – güneydoğu da Ecemiş Fayı, kuzeyde ise, İzmir – Ankara – Erzincan Sütür Zonu (İAESZ) ile sınırlanmaktadır (Şekil 1). Magmatik ve metamorfik kayaç topluluğunu içeren OAKK, Kırşehir Bloğu (KB, Görür vd., 1984; Poisson, 1986; Tolluoğlu, 1986, 1987 ve 1990), Kırşehir Masifi (KM, Seymen, 1981a, b ve 1982) ve Orta Anadolu Kristalin Kompleksi (Erlar ve Bayhan, 1995) ile denestirilebilir.

OAKK, yaşlıdan gence doğru; Orta Anadolu Metamorfikleri (OAM), Orta Anadolu Ofiyolitleri (OAO), Orta Anadolu Granitoidleri (OAG)'ni kapsamaktadır (Göncüoğlu vd., 1991). OAKK'ne ait birimlerini Senozoyik yaşlı sedimanter ve volkanik kayaç topluluğu üzerler.

OAM'leri, Orta Anadolu'nun kuzey batısında Kırşehir Masifi (KM; Seymen, 1981a ve b), kuzey doğusunda Akdağ Masifi (AM, Vache, 1963) ve güneyinde Niğde Masifi (NM; Göncüoğlu, 1986) olarak tanımlanmış olup, bu metamorfik kayaçlar litolojik benzerliğinden dolayı OAM olarak değerlendirilmektedir (Göncüoğlu vd., 1991).

OAKK içindeki plütonik kayaç topluluğu, Orta Anadolu Granitoidleri (OAG) olarak

tanımlanmıştır (Göncüoğlu vd., 1991; Erlar ve Bayhan, 1995). OAG'nin önemli bir üyesi olan ve birliğin orta kesimlerinde (Yozgat civarı) yer alan plütonik kayaç topluluğu ise, Yozgat Batoliti (YB, Ketin, 1955; Dalkılıç ve Erlar, 1986; Erlar ve Göncüoğlu, 1995, 1996), olarak tanımlanır. YB, Yerköy – Sorgun – Şefaattli (Yozgat) ilçeleri arasında yaklaşık 2000 km² lik bir alanda yüzlek vermektedir (Şekil 1).

OAKK'nın bir üyesi olan OAG, Avrasya levhasının (AL) altına ve kuzeye doğru dalmakta olan İzmir – Ankara – Erzincan (İAE) okyanusunun kapanması sonucu, İAE kenet kuşağı boyunca meydana gelen ve AL ile Torid – Anatolid platformunun (TAP) kenetlenmesini sağlayan kıta – kıta çarpışması ile meydana gelen sıkışma rejimi ile oluştuğu ileri sürülmektedir (Boztuğ vd., 2009). Bu sıkışma rejimi, aynı zamanda Orta Anadolu ön ülke havzalarının gelişimini de sağlamıştır (Boztuğ, 2000; Boztuğ vd., 2009; Bozkurt ve Mittwede, 2001; Önal vd., 2005; Boztuğ ve Arehart, 2007; Boztuğ ve Harlavan, 2008). Bunun yanında, Tüysüz ve Dellaloğlu (1992) ve Tüysüz vd. (1995); Neotetis'in kuzey koluna ait okyanusal kabuğun tüketilmesinin iki farklı yitim olayı ile gerçekleştiğini öne sürmektedir. Bunlardan birincisinin Sakarya Kıtası üzerinde bir ensialik yay, ikincisinin de okyanus içi yitim ile ensimatik ada yayını üretmesi olarak ifade etmişlerdir.

Anatolid – Torid Bloğunun çarpışmasını takiben Geç Kretase – Alt Paleosen zaman aralığında gelişen ve Orta Anadolu Metamorfikleri (OAM) ve Orta Anadolu Ofiyolitik kayaçlarını (OAO) keserek yerleşen OAG'leri genel olarak, kalkalkalen (I-/H-tipi) ve alkalen (A-tipi) bileşim sergiler (Göncüoğlu vd., 1991; Aydın vd., 1998; Otlu ve Boztuğ, 1997, Otlu, 1998; Köksal vd., 2001; İlbeyli vd., 2004; Köksal vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Köksal ve Göncüoğlu, 2008; Boztuğ ve Harlavan, 2008; Orhan ve Demirbilek, 2018; Divilioğlu, 2022).

Farklı kökeni yansıtan OAG'lerinin oluşumu, sıcak astenosferin neden olduğu litosferik delaminasyon/levha kırılma mekanizması ve kıta kabuğunun ergimesi modeliyle açıklanmıştır (İlbeyli vd., 2004; Köksal vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Boztuğ vd., 2007; Boztuğ ve Harlavan, 2008; Köksal ve Göncüoğlu, 2008).

Çalışma alanı ise, OAG içinde tanımlanan Yozgat Batoliti (YB; Ketin, 1955; Dalkılıç ve Erler, 1986; Erler ve Göncüoğlu, 1995, 1996)'nin doğu kenarında, Sorgun güneyinde (Yozgat) yer almakta olup, yaklaşık 300 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1).

İnceleme alanının temelini oluşturan metamorfik kayaç topluluğu, OAM'nin bir kesimini oluşturan KB'na ait kayaç gruplarıdır (Görür vd., 1984; Poisson, 1986). YB doğu kenarına ait plütonik birimler, KB metamorfiteğini ve OAO'ni sıcak dokanak ile kesmektedir (Göncüoğlu vd., 1991; Aydın vd., 1998; Köksal vd., 2001; İlbeyli vd., 2004; Köksal vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Köksal ve Göncüoğlu, 2008; Boztuğ ve Harlavan, 2008; Orhan ve Demirbilek, 2018). Bölgede, YB'nin yerleşiminden sonra da çarpışma ve sıkışmanın devam etmesi sebebiyle, OAO'nin bölgedeki temsilcisi olan Artova Ofiyolitik Karışığı (AOK), YB'ne ait birimler üzerinde tektonik dokanaklı olarak konumlanmıştır.

Çalışma alanında yer alan plütonik kayaçlarda yapılan çalışmalarda (Boztuğ, 1994/1995), az

sayıda numuneden ana element oksit değerleri elde edilmiş ve yorumlanmış; Erler ve Göncüoğlu (1996) tarafından ise, tüm kayaç jeokimyası verileri elde edilmiş olup, jeokronolojik yaş verisi bulunmamaktadır. Bu nedenle, bölgenin ayrıntılı jeolojik haritası hazırlanmış ve plütonik birimlerden alınan 35 adet kayaç numunesinden, tüm kayaç ana, eser ve nadir toprak element (NTE) jeokimyası değerleri elde edilmiştir. Elde edilen bu veriler kullanılarak, başta normatif mineralojik bileşim olmak üzere, kayaçların jeokimyasal karakterleri belirlenmiş ve petrojenetik yorumlar yapılmıştır.

YB doğu kenarında tanımlanan, plütonik birimlerden alınan 8 adet örnekten ise, hornblend ve biyotit mineralleri ayrılarak ⁴⁰Ar – ³⁹Ar yaş analizi gerçekleştirilmiştir.

Elde edilen bu veriler yardımıyla, kayaç tür ve bileşimleri, jeokimyasal karakterleri belirlenmiş, magma dinamiği ve diğer kayaç toplulukları ile olan etkileşimi, yaş bulguları da kullanılarak ortaya konmaya çalışılmıştır. Bölgede gelişen genel tektonik unsurlar değerlendirilerek, elde edilen bulgular çerçevesinde, çalışma alanının jeotektonik evrimi, OAKK (Göncüoğlu vd., 1991) içinde yorumlanmıştır.

Plütonik kayaçları üzerleyen diğer kayaç toplulukları da genel özellikleri bakımından incelenmiştir.

BÖLGESEL JEOLJİ

Orta Anadolu'da yer alan birimler, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı (OAKK, Göncüoğlu vd., 1991), Kırşehir Masifi (KM; Seymen, 1981a, 1981b, 1982), Kırşehir Bloğu (KB; Görür vd., 1984; Poisson, 1986; Tolluoğlu, 1986, 1987 ve 1990) olarak tanımlanan jeotektonik birliklerdir. Bu tektonik birliklerin şekillenmesinde en önemli jeolojik süreçlerden birisi, Üst Kretase dönemindeki Anatolid – Pontid çarpışmasıdır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu sürece bağlı olarak,

çarpışma ve çarpışma sonrası gerilme, tektonik rejimi etkisiyle Anadolu Mikro kıtası yükselmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Kırşehir Bloğu, güneyde yer alan Torid Kuşağı, kuzeyde de Pontid Kuşağı arasında sıkışan Anatolid Platformu'na ait kabuksal bir üye olarak da ifade edilir (Poisson, 1986).

Neotetis'in kuzey kolunun kapanması (Geç Kretase) ile aynı zamanda başlayan Anatolid – Pontid çarpışması, Tersiyer yaşlı geniş sedimanter havzaların oluşumunu sağladığı ve magmatik faaliyetlerin de bu oluşuma eşlik ettiği ileri sürülmüştür (Yılmaz vd., 1995).

Ayrıca; çok sayıda araştırmacıya göre; Orta Anadolu kesimlerinde, çarpışma sonrası şekillenen havzaların oluştuğu ve bölge içerisinde çarpışma ile ilişkili birçok magmatik serinin varlığı ileri sürülmüştür (Akıman ve Boztuğ, 1993; Boztuğ, 1994/1995, 2000; Ekici, 1997, Erler vd., 1991; Erler ve Göncüoğlu, 1995,1996; Geven, 1992; Göncüoğlu, 1986; Göncüoğlu vd., 1991, 1993; Göncüoğlu ve Türel, 1993,1994; Güleç, 1993; Kadioğlu, 1996; Otlu, 1998; Otlu ve Boztuğ, 1998; Özkan ve Erkan, 1994; Tatar, 1997; Tatar ve Boztuğ, 1997; Tolluoğlu, 1993; Türel vd., 1993; Tatar ve Boztuğ, 2001; Ekici, 2001).

OAKK'ne ait temel kayaçlar (OAM), kendi içerisinde düzenli bir istif sunmakta ve bölgesel metamorfizma ürünüdür. Bu metamorfikler kayaçlar, altta gnays, granat - silimanit şist, piroksen şist, amfibolit şist ve üst seviyelere doğru mika şist, kuvarsit, kalkışit ve mermerlerden oluşur (Göncüoğlu, 1986; Seymen, 1981a ve b; Whitney vd., 2001; Lefebvre vd., 2015). OAM'leri benzer litoloji sunmakla birlikte, farklı sıcaklık – basınç koşullarını karakterize eder (Divilioğlu, 2022).

KM'nin kuzey kesimlerinde, bölgesel metamorfizma, kuzeybatıdan güneye doğru ilerleyen/progresif (yüksek amfibolit – granülit fasiyesi) ve gerileyen/retrogresif fasiyesi (yeşil şist fasiyesi) olarak iki aşamada gelişmiştir (Seymen, 1981a ve b; Whitney vd., 2001). KM'nin güney

kesimlerinde de benzer şekilde iki aşamalı metamorfik fasiyesi tanımlanmıştır (Lefebvre vd., 2015).

AM, temelde gnays, amfibol şist, mermer ile kuvarsitten oluşur ve bu kayaç topluluğu, yüksek dereceli amfibolit fasiyesinde bir metamorfizma geçirmiş, granitik ya da gabroyik intruzifler tarafından kesilmiştir (Yılmaz vd., 1995).

NM'nde en altta metakırıntılıların hakim olduğu Gümüşler Formasyonu, bunun üzerinde karbonat – kırıntılı ardalanmasmdan oluşan Kaleboynu Formasyonu, en üstte ise karbonatları içeren Aşıgediği Formasyonu yüzeylenir. NM'nin metamorfizmasının orta basınç – yüksek sıcaklık tipinden, düşük basınç – yüksek sıcaklık tipine değiştiği ileri sürülmektedir. (Göncüoğlu, 1986).

OAÖ, metamorfikler üzerine tektonik olarak yerleşmiştir. İzmir – Ankara – Erzincan Sütur Zonu (İAESZ)' nun güneyinde yayılım sunar (Şekil 1). OAÖ'nden elde edilen jeokimyasal veriler, bu ofiyolitlerin okyanus içi bir dalma – batmaya bağlı (supra-subduction zone, SSZ) yay önu basende yayılarak geliştiğini gösterir (Yalınız vd., 1996; Yalınız ve Göncüoğlu, 1998).

OAG, Orta Anadolu'nun batısında K–G, iç kısımlarında ise genellikle D–B doğrultusunda yönelim sunar (Şekil 1). OAG'leri üzerinde yapılmış çalışmalar, magmatik intrüzyonların farklı doku, mineralojik ve jeokimyasal özellikler sergilediğini gösterir (Akıman vd., 1993; Aydın vd., 1998; İlbeyli vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Köksal ve Göncüoğlu, 2008; Orhan ve Demirbilek, 2018).

OAG üzerinde yürütülen bazı çalışmalarda belirlenen radyometrik yaş verileri ise; S-tipi lökograditlerde K-Ar yaşı: 74 – 67 My, I-/H-tipi granit ve monzonitlerde K-Ar yaşı: 80 – 66 My, A-tipi Plütoniklerde K-Ar yaşı: 78 – 65 My (İlbeyli vd., 2004; Boztuğ ve Harlavan, 2008). Kaman (Kırşehir) bölgesinde tanımlanan Camsarı Kuvars Siyeniti'nin tek zirkon ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb buharlaşma yaşı

95,7±5,1 My olarak bulunmuştur. Benzer şekilde, Hamit ve Baranadağ birimlerinin amfibol ⁴⁰Ar-³⁹Ar yaşları da birbirlerinden ayırt edilemeyecek derecede yakındır ve ağırlıklı ortalama yaş 72,7±0,1 My olarak belirlenmiştir (Boztuğ vd., 2009). Karaçayır Siyeniti (Sivas kuzeyi) tek zirkon ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb buharlaşma intruzyon yaşı 99,0±11,0 My, biyotit soğuma yaşı ⁴⁰Ar-³⁹Ar yaşı ise ~65 My civarındadır (Boztuğ vd., 2007). Danacıobası biyotit lökograditi'nden (Şefaathlı-Yerköy, Yozgat) 69,1 ± 1,42 My – 71,5 ± 1,45 My K-Ar biyotit yaşları ile Konur K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti'ne ait hornblenlerden de 68,8 ± 1,43 My – 81,2 ± 3,36 My K-Ar yaşı elde edilmiştir (Tatar vd., 2003).

Farklı kökeni yansıtan OAG'nin oluşumu ise, sıcak astenosferin neden olduğu litosferik delaminasyon/levha kırılma mekanizması ve kıta kabuğunun ergimesi modeliyle açıklanmıştır (İlbeyli vd., 2004; Köksal vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Boztuğ vd., 2007; Boztuğ ve Harlavan, 2008; Köksal ve Göncüoğlu, 2008).

OAKK, Paleojen ve Neojen yaşlı volkanik ve sedimanter birimler tarafından örtülmüştür. Bu birimler sığ deniz ve karasal ortamı karakterize eder (Demircioğlu, 2014).

YÖNTEM

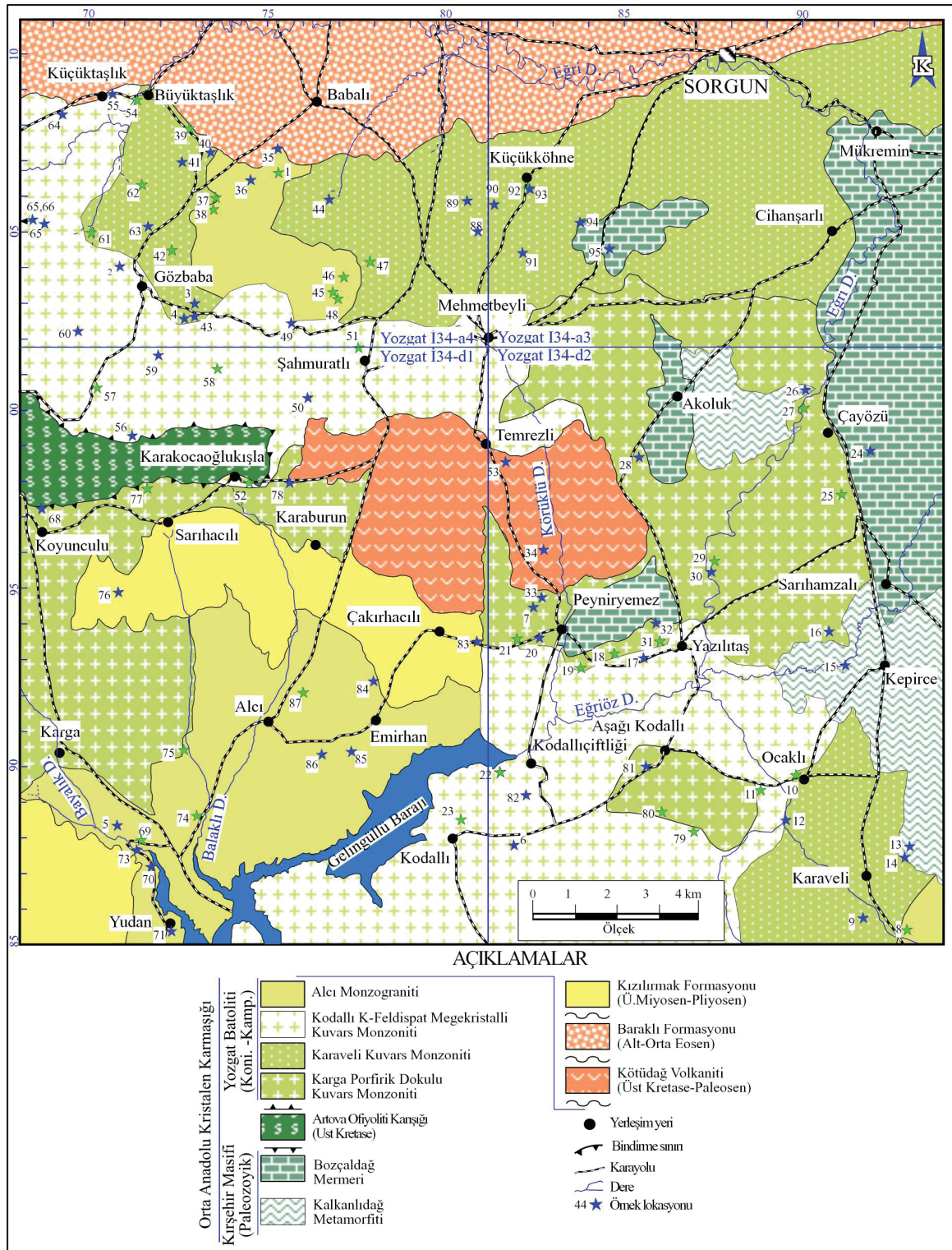
Çalışma alanının 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası (Şekil 2) yapılmış olup; dokanak ilişkileri ayrıntılı olarak incelenerek, stratigrafik/tektonik ilişkileri belirlenmiştir. Çalışma alanında yüzlek veren kayaç türlerinden, mineralojik – petrografik incelemeye yönelik olarak 97 adet, tüm kayaç jeokimyasal analizi için de 35 adet numune alınmıştır. Mineralojik – petrografik incelemeye yönelik olarak alınan 97 adet kayaç numunesinin

tamamından, ince kesitler hazırlanmıştır. Hazırlanan ince kesitler, “Altın Aydınlatmalı Polarizan Mikroskop”ta, optik mineralojik yöntemlerle incelenerek, mineralojik – petrografik incelemeleri (47 örneğin modal mineralojik bileşimi nokta sayma yöntemi ile saptanmıştır) gerçekleştirilmiştir. Elde edilen bulgular, Streckeissen (1976) sınıflaması kullanılarak tanımlanmış/adlanmıştır.

Tüm kayaç jeokimyasal analizine yönelik olarak alınan, 35 adet kayaç numunesinden ana, eser ve nadir toprak element (NTE) tüm kayaç jeokimyasını belirlemek amacıyla analize hazırlanmıştır (numuneler, aşamalı olarak kırma işlemine tabi tutulmuş ve devamında halkalı değirmende 25 dakika öğütülerek, 30 – 40 gr kadar 200 mesh elek altına geçebilecek tane boyu elde edilmiştir).

YB doğu kenarı plütonik kayaçlarından alınan 35 adet kayaç numunesinden tüm kayaç jeokimyası analizleri, XRF (X-ışını floresan spektrometresi) ve ICP-MS (İndüktif çift Plazma-Kütle spektrometresi) sistemleri kullanılarak yapılmıştır. Böylelikle, tüm kayacın, ana, eser element jeokimyası ile nadir toprak element (NTE) jeokimyası değerleri elde edilmiştir. Elde edilen bu veriler kullanılarak, başta normatif mineralojik bileşim olmak üzere, kayaçların jeokimyasal karakterleri belirlenmiş ve petrojenetik yorumlar yapılmıştır.

YB doğu kenarında tanımlanan, Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti, Karaveli Kuvars Monzoniti, Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti ve Alcı Monzograniti birimlerinden alınan 8 adet örnekten hornblend ve biyotit mineralleri ayrılarak ⁴⁰Ar – ³⁹Ar yaş analizi gerçekleştirilmiştir.



Şekil 2. Çalışma alanının örnek lokasyonu ve jeoloji haritası.

Figure 2. Sample location and geological map of the study area.

YAŞ		Formasyon/ Litodem	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
Kuvaterner		Alüvyon		Pekişmemiş ve kötü boylanmış sedimentler
NEOJEN	Ü. Miy.-Pliy	Kızılırmak		kırmızı, kahve renkli, katmansız, bloklü, çakıllı, kumlu seviyeler ve tuf, jips, killi kireçtaşı, çakıltıtaşı, kumtaşı bant ve mercekleri
	PALEOJEN	Orta Eosen	Baraklı	
Alt Eosen				
KRETASE	ÜST KRETASE	Paleosen	Köüdağ Volkaniti	Riyolit, riyodasit, latit bileşimli lav ve tuf
		Artova Ofiyolitli Karışığı	Dunit, piroksenit, gabro, diyabaz, spilitik yastık lav ve çeşitli bloklar	
		YOZGAT BATOLİTİ	4: Alcı Monzograniti 3: Kodallı K-feldispat Mega-kristalli Kuvars Monzoniti 2: Karaveli Kuvars Monzoniti 1: Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti	
		Kalkanlıdağ Metamorfiti	Beyaz, gri renkli, çoğunlukla iri kalsit kristalli, orta-kalın katmanlı ve masif mermer	
PALEOZOYİK	Kırşehir Masifi	Bozçaldağ Mermerleri		Biyotit gnays, amfibolit, diyopsit-hornblend gnays, diyopsit gnays, biyotit-hornblend gnays, kalsilikatik gnays, kalsilikatik mermer kuvarsit ve kalkışit
		Kalkanlıdağ Metamorfiti		

Ölçeksiz

Şekil 3. Çalışma alanının geliştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

Figure 3. Generalized stratigraphic vertical section of the study area.

STRATİGRAFİ

Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı (OAKK, Gönçüoğlu vd., 1991) içinde yer alan çalışma alanı, OAM ve YB'nin doğu kenarını temsil etmektedir. Bölgede yüzeyleyen en yaşlı birimler; Kırşehir Masifi (KM, Seymen, 1982), Kırşehir Bloğu (KB, Poisson, 1986), Akdağmadeni Litodemi (Yılmaz vd., 1995), Yıldızeli Metasedimanter Grubu (Alpaslan (1993) olarak da adlanan Paleozoyik yaşlı metamorfik birimlerdir (Şekil 2 ve 3). Bu çalışmada, OAM'ne ait birimler KM adlaması kullanılarak incelenecektir.

KM, alttan üste doğru Kalkanlıdağ Formasyonu, Tamadağ Formasyonu ve Bozçaldağ Formasyonu olarak konumlanır (Seymen, 1981a, Şekil 3). Tamadağ Formasyonu, çalışma alanında mostra vermemektedir.

Üst Kretase yaşlı Artova Ofiyolitli Karışığı (AOK)'na ait ultramafikler tektonik dokanaklı olarak KM üzerinde yer almaktadır (Şekil 2 ve 3). Bazik, ultrabazik, volkanik, metamorfik ve çökel kayaçların ayrılmamış dilim ve bloklarını içeren birim, Özcan vd. (1980) tarafından AOK olarak adlandırılmıştır. İstif, genel olarak yeşil, beyaz, mor, alacalı renklerde serpantin, aglomera, tuf matriks içindeki sedimanter, magmatik ve metamorfik kaya bloklarından oluşmuştur. Çalışma alanında ise, dunit, piroksenit ve serpantin bileşimleri ile temsil olunur. AOK; Ankara Melanjı (Bailey ve Mc.Callien, 1950), Üst Kretase yaşlı ofiyolitli seri (Ketin, 1963), Karakaya Ultramafiti (Seymen, 1982) ile deneştirilebilir.

KM metamorfikleri ve AOK'nı, YB'ne ait plütonik birimler sıcak dokanakla kesmekte olup; AOK, yer yer YB üzerinde tektonik dokanaklı olarak gözlenmektedir (Şekil 3). Çalışma alanında YB'ne ait plütonik kayaçlar, Koniasiyen – Kampaniyen zaman aralığında bölgeye yerleşmiş olup, bulunuş/görünüş özellikleri ve oluşum

sırasına göre; Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti, Karaveli Kuvars Monzoniti, Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti ve Alcı Monzograniti olmak üzere dört farklı birime ayrılanarak çalışılmıştır (Şekil 2 ve 3).

Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti; Çalışma alanında yüzlek veren ilk katılacak ürünü olup, porfirik dokulu, grimsi, bej renklidir (Şekil 4). Birim, Karga, Akoluk, Çayözü, Sarıhamzalı, Aşağı Kodallı, Koyunculu, Karaburun ve Sarıhacılı Köyü civarında yüzlemektedir (Şekil 2). Ağırlıklı olarak kuvars monzonit türü kayaçlar gözlenmekle birlikte; monzogranit ve kuvars siyenit bileşimi de belirlenmiştir. Saha gözlemlerine göre, tipik porfirik dokusu ile Karaveli Kuvars Monzoniti'nden ve K-feldispat megakristallerinin olmayışı ile de Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti'nden ayrılmaktadır.

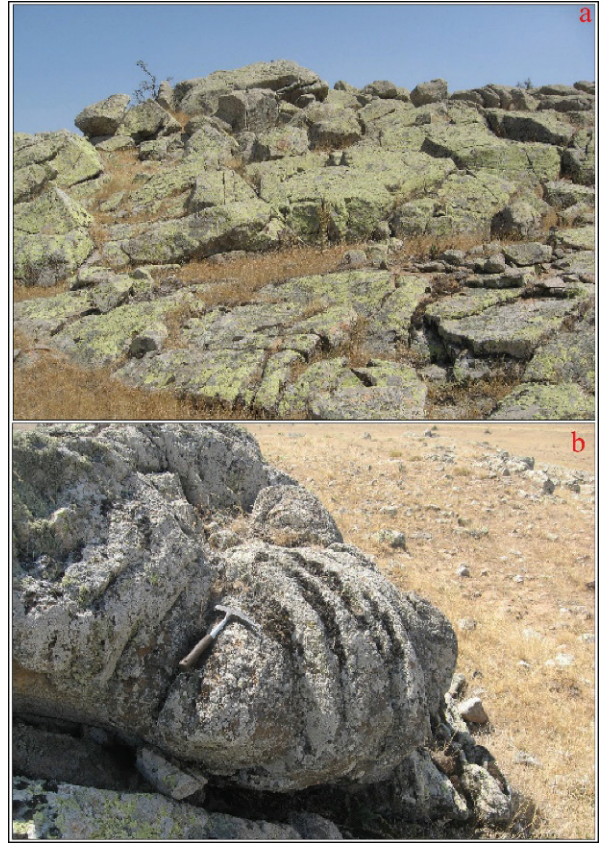
Karaveli Kuvars Monzoniti; makrokristalin taneselli dokulu, grimsi, bej renkli (Şekil 5) birim, Gözbaba Köyü'nün KD'sunda ve Ocaklı, Yazılıtaş ve Karaveli Köyü civarında dar alanlarda mostra vermektedir (Şekil 2). Ağırlıklı olarak kuvars monzonit olan kaya türü, yer yer de monzogranit ve siyenogranit bileşimine geçmektedir.

Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti; birim arazi ölçeğinde, grimsi – pembe renkli, megakristallerin varlığıyla belirginleşen porfirik dokulu olup “mikrogranüler dokulu mafik magmatik anklav (microgranular – textured mafic magmatic anclav, MME; Didier ve Barbarin, 1991, Barbarin, 1990, 1991, Barbarin ve Didier, 1992) içerir (Şekil 6). Çalışma alanında, Küçüktaşlık, Gözbaba, Şahmuratlı, Temrezli, Yazılıtaş, Ocaklı, Kodallı, Kodallı Çiftliği, Aşağı Kodallı Köyü civarında mostra vermektedir (Şekil 2). Hakim kaya türü K-feldispat megakristalli kuvars monzonit olmakla birlikte; monzogranit, monzonit ve kuvars siyenit türü bileşimler de saptanmıştır.



Şekil 4. Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti'nin Şahmuratlı Köyü'nün 1,5 km KB'sındaki **a)** genel görünümü, **b)** yakın plan görünümü, **c)** porfirik dokunun görünümü.

Figure 4. Karga Porphyritic Textured Quartz Monzonite 1.5 km NW of Şahmuratlı Village; **a)** general view, **b)** close-up view, **c)** porphyritic texture view.



Şekil 5. Karaveli Kuvars Monzoniti'nin Yazılıtaş Köyü civarındaki **a)** arazi görünümü, **b)** yakın plan görünümü.

Figure 5. Karaveli Quartz Monzonite in the vicinity of Yazılıtaş Village; **a)** field view, **b)** close-up view.

Alcı Monzograniti; Çalışma alanında yüzlek veren YB'nin son katılan ürünüdür. Yer yer K-feldispat megakristalli porfirik dokulu, makrokristalin kayalardan oluşmakta olup; grimsi, bej renklidir (Şekil 7). Alcı Monzograniti çalışma alanında, Büyüктаşlık, Küçükköhne, Cihanşarlı, Mehmetbeyli, Gözbaba, Emirhan, Alcı ve Yudan Köyü civarında yüzeylenmektedir (Şekil 2). Hakim kaya türü monzogranit olup; yer yer de kuvars siyenit, siyenogranit, kuvars monzonit, kuvars monzodiyorit ve granodiyorit bileşimi saptanmıştır.



Şekil 6. Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti'nin Şahmuratlı Köyü'ndeki **a)** Arazi görünümü, **b)** Mega-kristallerin görünümü, **c)** Birim içinde gelişmiş MME'lerin görünümü, **d)** Birimi kesen apilit daykının görünümü.

Figure 6. Kodallı K-feldspar Megacrystalline Quartz Monzonite in Şahmuratlı Village; **a)** Field view, **b)** View of mega-crystals, **c)** View of the MMEs developed within the unit, **d)** View of the aplite dyke cutting the unit.

YB ve AOK'nın üzerinde ise açısal uyumsuzlukla, riyolit, dasit latit lav akıntıları şeklinde bulunan Üst Kretase – Paleosen yaşlı Kötüdağ Volkaniti görülmektedir. Kötüdağ Volkaniti üzerinde açısal uyumsuzlukla, çamurtaş, kumtaşı konglomera aralanmalı Alt - Orta Eosen yaşlı Baraklı Formasyonu yer alır (Şekil 3).

Üst Miyosen – Pliyosen yaşlı, karasal kırıntılılar, tuf ve jips aralanmalı Kızılırmak Formasyonu ise, Baraklı Formasyonu üzerinde açısal uyumsuzlukla bulunur (Şekil 3). Tüm bu litstratigrafi ve litodem birimlerini ise, Kuvaterner yaşlı alüvyonlar örtmektedir.

MİNERALOJİ ve PETROGRAFI

Çalışma alanında yüzlek veren YB doğu kenarına ait plütonik kayaçlar esas olmak üzere, damar ve volkanik kayaçların da mineralojik – petrografik incelemeleri yapılmıştır. YB ve onları kesen damar kayacı örneklerinden yapılan ince kesitler üzerinde nokta sayma (Çizelge 1) yöntemi kullanılarak, 47 adet örneğin modal mineralojik bileşiminin saptanması ve kayaç adlanması Srekeissen (1976) sınıflaması esas alınarak yapılmıştır (Şekil 8).

Çizelge 1. Yozgat Batoliti doğu kenarı plütonik kayaların ait örneklerden, nokta sayma yöntemi ile elde edilen mineral türü ve miktarlarının oranı.

Table 1. Ratio of mineral types and amounts obtained by point counting method from samples belonging to the plutonic rocks of the eastern margin of Yozgat Batholith.

Plütonik birim	Örnek No	Felsik Min. Sayısı			Mafik ve Tali Min. Sayısı			Felsik Min. oranı			Mafik Min. oranı	Kayaç Adı
		Qtz	Pl	Or	Bt-Hbl	Ti	Zr-Ap	Qtz	A	Pl		
Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti	BA-7	149	324	431	14-23	14	0-3	16,48	47,68	35,84	5,63	Kuvars Monzonit
	BA-20	186	388	304	0-19	19	1-3	21,18	34,62	44,20	4,56	Monzogranit
	BA-28	116	531	412	0-42	5	3-2	10,95	38,91	50,14	4,68	Kuvars Monzonit
	BA-30	137	347	429	5-63	2	1-2	15	46,99	38,01	7,40	Kuvars Monzonit
	BA-68	303	359	355	27-41	37	2-4	29,79	38,07	32,14	9,84	Monzogranit
BA-81	115	341	564	24-48	6	0-2	11,27	55,3	33,43	7,44	Kuvars Monzonit	
Karaveli Kuvars Monzoniti	BA-9	125	280	551	23-12	0	1-3	13,7	57,02	29,28	3,91	Kuvars Siyenit
	BA-10	230	472	339	9-44	14	2-3	21,98	32,9	45,12	6,1	Monzogranit
	BA-12	240	579	328	6-59	20	3-4	20,92	28,6	50,48	7,42	Monzogranit
Kodalh K-Feldispat Mega-Kristalli Kuvars Monzoniti	BA-2	140	290	330	42-11	2	2-4	18,42	62,27	38,15	7,42	Kuvars Monzonit
	BA-2a	107	418	340	12-6	6	2-0	12,36	39,32	48,32	1,346	Kuvars Monzonit
	BA-6	170	475	336	13-20	0	0-2	17,35	34,24	48,41	3,44	Kuvars Monzonit
	BA-17	139	449	235	0-42	9	1-0	16,88	28,56	54,56	5,94	Kuvars Monzonit
	BA-22	136	391	581	8-49	17	2-2	12,26	52,48	35,26	6,49	Kuvars Monzonit
	BA-49	195	359	598	11-19	6	0-2	16,92	51,92	31,16	3,19	Kuvars Monzonit
	BA-50	251	439	598	11-19	6	0-0	19,49	46,43	34,08	2,26	Kuvars Monzonit
	BA-52	237	341	422	8-71	16	1-2	23,7	42,2	34,10	8,92	Monzogranit
	BA-55	190	322	334	26-9	8	1-1	22,45	39,49	38,06	5,05	Monzogranit
	BA-56	42	364	616	21-24	16	13-0	4,1	60,28	35,62	6,75	Monzonit
	BA-59	194	377	400	18-32	4	0-0	19,97	41,2	38,83	5,26	Monzogranit
	BA-65	191	224	296	3-4	4	2-0	26,86	41,64	31,50	1,79	Monzogranit
	BA-67	123	230	673	2-136	25	2-16	11,98	65,6	22,42	15,55	Kuvars siyenit
BA-79	191	455	448	80-14	5	1-2	17,45	40,96	41,59	8,52	Monzogranit	
BA-80	220	441	522	16-71	4	2-4	18,59	44,13	37,28	7,72	Siyenogranit	
BA-82	197	490	550	0-86	5	0-0	15,92	44,47	39,61	6,99	Kuvars Monzonit	
Alcı Monzograniti	BA-3	206	294	269	14-24	3	3-0	26,96	34,56	38,48	5,79	Monzogranit
	BA-4	117	396	160	55-50	9	4-0	17,38	23,78	58,84	21,2	Monzodiyorit
	BA-5	224	476	385	63-85	8	0-4	20,64	35,49	43,87	1,28	Monzogranit
	BA-8	340	192	533	121-17	8	3-2	31,92	50,06	18,02	12,41	Siyenogranit
	BA-37	254	359	558	28-18	5	1-2	21,69	47,65	30,66	4,4	Monzogranit
	BA-41	178	296	213	20-27	3	2-2	25,59	31,33	43,08	7,53	Monzogranit
	BA-43	366	243	542	25-18	5	2-1	31,79	47,1	21,11	4,48	Siyenogranit
	BA-44	161	349	499	3-44	19	2-5	15,95	49,46	34,59	6,91	Kuvars Monzonit
	BA-47	107	322	204	11-4	8	1-2	16,99	32,14	50,87	4,23	Kuvars Monzonit
	BA-63	197	311	382	12-7	12	1-5	22,13	42,93	34,94	1,99	Monzogranit
	BA-70	225	234	257	25-19	3	1-2	31,42	35,9	32,68	6,64	Monzogranit
	BA-71	418	352	516	76-16	4	1-6	31,42	41,21	27,37	6,64	Monzogranit
	BA-73	126	319	386	23-38	4	0-0	16,36	45,25	38,39	7,25	Kuvars Monzonit
	BA-84	179	291	281	11-45	2	1-5	23,83	37,42	38,75	7,85	Kuvars Monzonit
	BA-85	125	282	661	5-44	10	1-3	11,70	61,9	26,40	5,57	Monzogranit
	BA-86	154	406	496	12-62	7	1-8	14,58	46,97	38,45	7,85	Kuvars Siyenit
	BA-88	149	200	396	11-71	2	0-0	20	53,15	26,85	10,13	Kuvars Monzonit
BA-89	181	384	563	0-27	4	1-0	16,04	49,92	34,04	2,75	Siyenogranit	
BA-90	180	280	213	1-18	9	1-0	26,74	31,66	41,60	4,13	Kuvars Siyenit	
BA-91	185	392	517	2-21	14	2-2	16,91	47,26	35,83	3,78	Monzogranit	
BA-92	197	384	426	2-8	8	2-2	19,56	42,31	38,13	2,13	Kuvars Monzonit	
BA-93	139	415	569	0-12	9	3-1	12,37	50,68	36,95	2,17	Kuvars Monzonit	

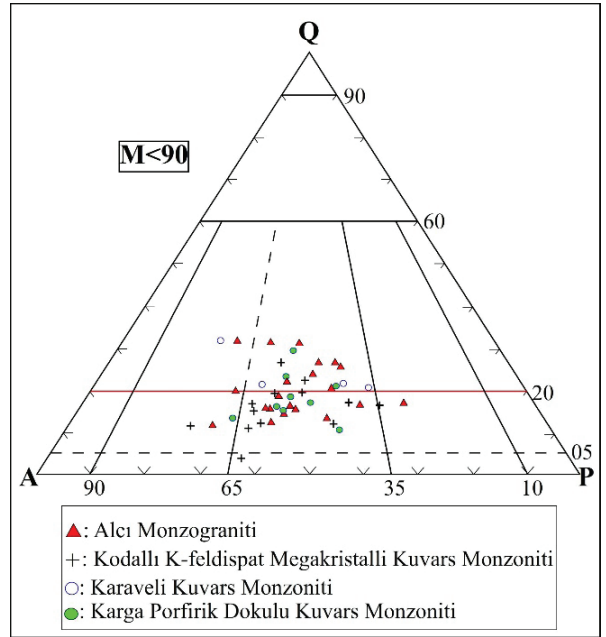


Şekil 7. Alçı Monzograniti'nin Şahmuratlı Köyü'ndeki a) arazi görünümü, b) yakın plan görünümü.

Figure 7. Alçı Monzogranite in Şahmuratlı Village; a) field view, b) close-up view.

Ayrıca, 35 adet tüm kayaç ana, eser ve nadir toprak element (NTE) jeokimyasal analizlerinin (Çizelge 2) çeşitli adlandırma diyagramlarında (LeMaitre, 1984, Cox vd., 1979, De La Roche vd., 1980, Middlemost, 1994) değerlendirilmesi (Şekil 9), ile birlikte, bunların ince kesit verilerinin denştirilmesi çalışmaları gerçekleştirilmiştir.

Volkanik kayaçlarda ise, fenokristal ve nispeten iri kristal/tanınabilecek boyuttaki bileşime göre adlama yapılmıştır.

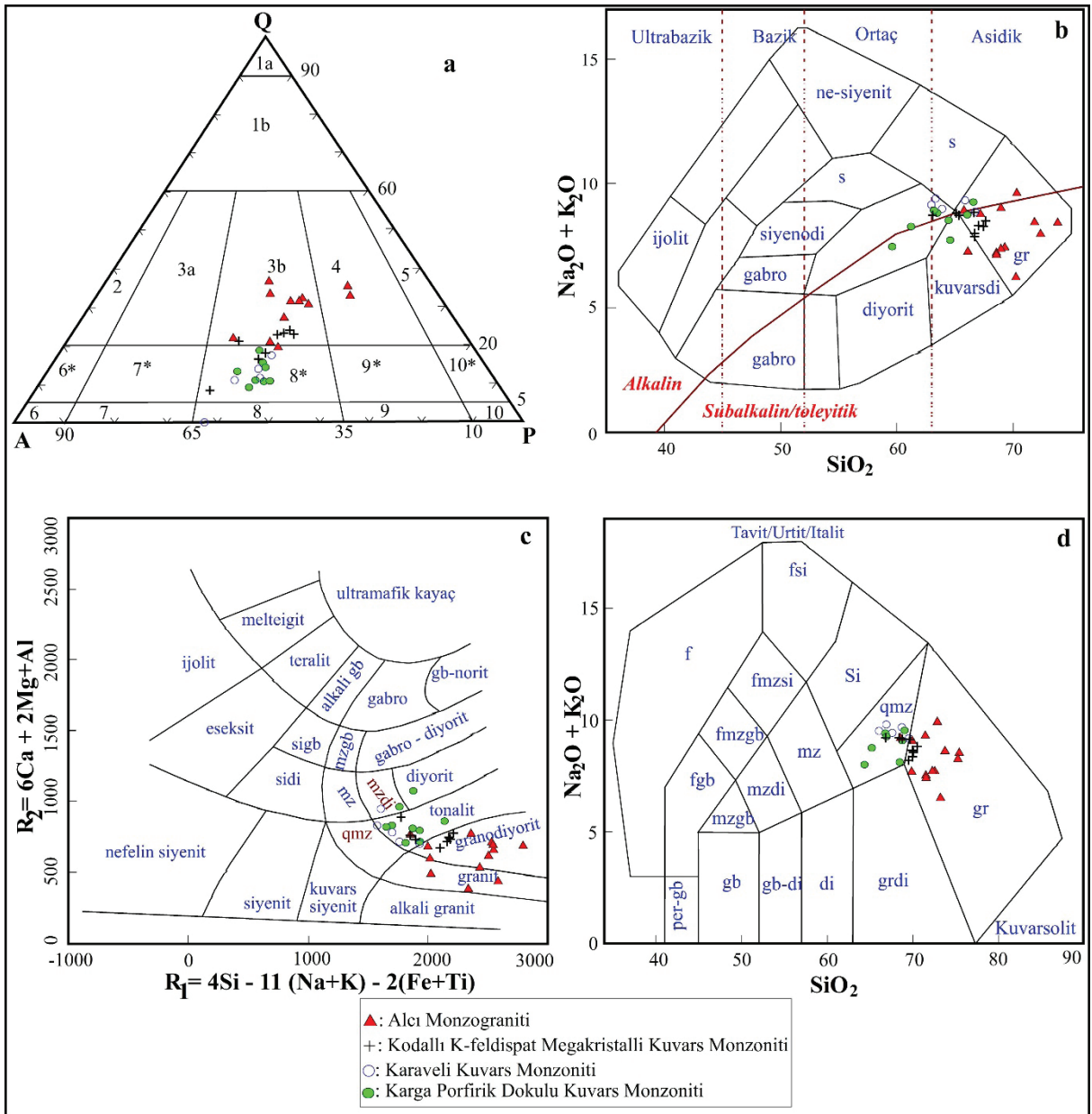


Şekil 8. Yozgat Batoliti'ne ait birimlerin, modal mineralojik bileşim verileri ile hazırlanan adlama diyagramı (Streckeisen, 1976).

Figure 8. Nomenclature diagram of the units belonging to Yozgat Batholith prepared with modal mineralogical composition data (Streckeisen, 1976).

Yozgat Batoliti

YB'nin çalışma alanında mostra veren üyeleri, arazideki konum, kaya türü özellikleri, jeolojik bulunuş şekilleri, yapısal – dokusal özellikleri ve mineralojik–petrografik–jeokimyasal karakterleri de dikkate alınarak dört ayrı birime ayrılmıştır (Şekil 8 ve 9). Bu birimler; Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti, Karaveli Kuvars Monzoniti, Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti ve Alçı Monzograniti olarak adlanmıştır.



Şekil 9. Yozgat Batoliti'ne ait birimlerin, normatif mineralojik bileşim verileri ile hazırlanan adlama diyagramları. a) LeMaitre, 1989; b) Cox vd., 1979; c) De La Roche vd., 1980; d) Middlemost, 1994.

Figure 9. Nomenclature diagrams of the units belonging to Yozgat Batholith prepared with normative mineralogical composition data. a) LeMaitre, 1989; b) Cox et al., 1979; c) De La Roche et al., 1980; d) Middlemost, 1994.

Çizelge 2. Yozgat Batoliti doğu kenarı plütonik kayaçlarına ait ana, eser ve nadir toprak element (NTE) kimyasal analiz sonuçları. Ana element oksitler % ağırlık cinsinden (Fe_2O_3 ; ferrik demir cinsinden toplam demir oksit, AK: ise ateşte kayıp), eser ve NTE'ler ppm cinsinden verilmiştir.

Table 2. Main, trace and rare earth element (REE) chemical analyses of the plutonic rocks of the eastern margin of Yozgat Batholith. Major element oxides are given in weight % (Fe_2O_3 : total iron oxide in ferric iron, AK: lost in fire), trace and REE are given in ppm.

Plütonik Birimler	Karaveli Kuvars Monzoniti										Kodallı K-Feldispat Mega-Kristalli Kuvars Monzoniti								
	BA-18	BA-19	BA-21	BA-25	BA-27	BA-29	BA-31	BA-77	BA-1	BA-10	BA-45	BA-46	BA-48	BA-11	BA-22	BA-23	BA-51	BA-52	
Ana Element Oksitler (%)																			
SiO₂	63,20	63,39	59,65	66,48	66,00	61,20	64,45	64,59	63,38	63,93	62,96	65,86	66,74	65,16	63,10	67,04	66,78	67,47	
TiO₂	0,59	0,59	0,90	0,34	0,38	0,63	0,57	0,43	0,38	0,54	0,44	0,35	0,34	0,54	0,65	0,51	0,45	0,41	
Al₂O₃	16,30	16,06	16,34	16,03	15,53	16,48	15,89	15,09	16,49	16,02	16,33	16,13	15,94	15,67	15,65	14,84	15,96	15,55	
rFeO	4,00	3,99	5,98	2,60	2,72	4,54	3,96	4,57	3,60	3,88	3,54	2,87	2,73	3,75	4,51	3,54	3,04	2,76	
MnO	0,08	0,08	0,12	0,05	0,06	0,08	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07	0,06	0,05	0,07	0,09	0,07	0,06	0,06	
MgO	1,23	1,23	1,78	0,64	0,77	1,85	1,10	1,69	0,70	1,04	0,90	0,56	0,47	1,02	1,10	0,89	0,75	0,73	
CaO	4,10	4,27	6,20	3,35	4,22	5,11	4,21	4,50	4,39	3,88	5,43	3,45	3,43	3,77	4,94	3,84	3,93	3,49	
Na₂O	3,71	3,76	2,68	3,66	3,41	2,99	3,41	2,93	3,66	3,69	3,69	3,62	3,58	3,39	3,07	2,78	3,17	3,16	
K₂O	5,22	5,04	4,78	5,57	5,33	5,27	5,11	4,77	5,71	5,27	5,42	5,69	5,27	5,39	5,63	5,50	4,70	5,10	
P₂O₅	0,18	0,20	0,36	0,09	0,12	0,23	0,18	0,16	0,09	0,17	0,11	0,09	0,07	0,18	0,22	0,17	0,13	0,11	
A.K.	0,9	0,9	0,7	0,7	1,0	1,1	0,5	0,9	1,1	1,0	0,6	0,8	0,9	0,6	0,6	0,4	0,6	0,7	
Toplam	99,50	99,50	99,47	99,55	99,57	99,51	99,50	99,67	99,6	99,53	99,51	99,50	99,54	99,51	99,53	99,55	99,53	99,56	
Eser Elementler (ppm)																			
Sc	5	5	8	2	3	8	5	7	3	5	3	2	2	5	5	4	3	3	
Ba	1173	1117	1317	1400	1152	1675	1148	697	1024	1093	1309	1497	1449	1137	1036	897	1373	1284	
Be	7	8	6	7	7	5	7	5	8	7	9	6	5	6	6	6	5	5	
Co	82,3	84,9	61,0	84,7	99,5	73,2	75,9	84,4	68,1	83,4	63,7	132,1	109,4	90,5	79,9	109,7	109,9	116,4	
Cs	6,9	7,3	3,3	7,0	2,9	6,9	3,8	12,2	8,4	8,8	6,3	7,3	4,1	8,2	3,3	4,9	5,2	3,7	
Ga	21,8	22,7	21,8	22,9	23,5	21,7	20,6	18,3	18,9	21,1	22,6	21,5	21,4	21,4	20,9	18,7	20,4	20,6	
Hf	9,6	10,2	11,1	7,0	7,1	7,0	9,2	5,7	13,5	9,3	11,7	8,1	8,1	8,7	9,5	7,9	8,5	7,4	
Nb	30,5	31,2	34,4	23,7	18,8	16,7	27,9	19,8	24,3	29,4	27,1	20,7	19,3	27,8	32,0	24,4	20,3	19,2	
Rb	217,8	220,2	154,2	235,1	242,3	233,3	194,3	272,9	213,1	241,1	239,7	267,9	235,2	225,3	215,4	232,3	189,7	221,1	
Sn	5	5	5	4	5	5	7	4	4	5	4	3	3	5	5	4	4	4	
Sr	1205,9	1228,5	1230,5	850,6	852,3	982,0	1184,8	528,8	793,2	1124,9	1015,9	978,3	976,4	1114,2	1112,1	1038,1	826,5	783,8	
Ta	1,9	2,1	2,3	1,5	1,3	1,3	2,0	1,4	1,2	1,9	1,4	1,4	1,2	1,8	2,0	1,3	1,4	1,4	

Çizelge 2 devam ediyor
Table 2 (continued)

Plütonik Birimler	Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti										Karaveli Kuvars Monzoniti										Kodalı K-Feldispat Mega-Kristalli Kuvars Monzoniti									
	BA-18	BA-19	BA-21	BA-25	BA-27	BA-29	BA-31	BA-77	BA-1	BA-10	BA-45	BA-46	BA-48	BA-11	BA-22	BA-23	BA-51	BA-52												
Örnek No	42,5	44,8	33,3	49,9	41,4	25,6	41,5	39,7	110,5	41,2	72,3	102,0	49,0	39,0	44,8	28,1	40,4	43,7												
Eser Elementler (ppm)																														
Th	42,5	44,8	33,3	49,9	41,4	25,6	41,5	39,7	110,5	41,2	72,3	102,0	49,0	39,0	44,8	28,1	40,4	43,7												
U	7,5	8,5	5,4	7,4	7,9	6,7	7,9	7,1	33,8	9,8	28,1	12,1	8,9	6,9	8,4	6,7	7,7	10,4												
V	69	72	92	32	38	76	65	68	34	61	52	30	32	62	68	55	37	35												
W	554,8	593,5	424,8	644,0	610,5	458,2	700,2	550,5	387,5	634,1	422,6	724,4	674,9	661,2	571,6	837,3	759,2	791,8												
Zr	368,0	402,6	440,3	279,8	274,3	291,7	357,4	237,8	540,9	360,8	541,3	341,1	331,1	335,8	371,3	310,8	347,8	338,2												
Y	27,8	28,1	38,6	21,4	19,0	23,5	26,9	20,4	23,4	25,2	26,0	17,2	16,6	24,8	32,7	20,7	19,1	17,6												
Mo	0,5	0,5	0,4	0,4	0,2	0,4	0,2	0,5	0,6	-	0,3	0,6	0,6	0,4	0,6	0,7	2,6	0,5												
Cu	7,4	6,0	4,0	3,6	4,0	14,1	3,6	4,8	5,2	-	5,6	4,6	4,5	27,2	7,7	3,6	3,5	3,7												
Pb	13,8	14,2	7,4	16,8	21,7	20,7	9,6	20,8	43,7	-	10,8	40,5	19,8	13,9	10,6	10,6	9,9	10,9												
Zn	51	54	38	27	25	28	35	37	40	-	20	38	22	33	46	38	23	26												
Ni	7,8	3,5	1,5	5,4	4,4	3,6	3,8	6,5	3,0	-	1,7	1,9	1,8	3,3	1,8	2,0	1,3	1,6												
As	3,2	2,7	1,0	4,7	3,0	7,4	2,0	9,8	34,4	-	8,5	11,0	5,7	3,3	2,3	2,2	4,6	4,1												
Nadir Toprak Elementler (ppm)																														
La	97,3	96,6	94,6	79,8	78,5	60,2	86,9	50,3	142,3	83,2	119,0	99,3	74,6	90,4	99,4	90,6	74,9	75,7												
Ce	183,5	185,5	209,7	138,9	137,0	114,2	171,3	87,8	207,6	160,9	195,0	159,5	126,7	169,2	201,4	155,7	131,9	129,9												
Pr	19,69	19,95	23,02	13,93	13,74	13,12	18,97	9,94	19,88	17,59	18,90	15,15	12,72	17,84	21,90	15,48	13,66	13,06												
Nd	68,7	70,0	86,1	45,9	46,0	50,1	69,4	37,3	66,2	62,4	64,0	49,1	43,3	62,0	78,2	53,1	47,7	45,6												
Sm	10,68	10,96	14,36	7,01	6,82	8,64	10,51	5,78	9,04	9,75	8,88	6,37	6,04	9,64	12,61	8,37	6,95	6,50												
Eu (Eu/ Eu*)	2,04	2,10	2,88	1,32	1,29	1,68	2,04	1,06	1,56	1,88	1,72	1,26	1,19	1,87	2,38	1,79	1,34	1,26												
Eu*	(0,71)	(0,72)	(0,72)	(0,70)	(0,70)	(0,69)	(0,71)	(0,65)	(0,62)	(0,72)	(0,72)	(0,75)	(0,74)	(0,72)	(0,68)	(0,77)	(0,71)	(0,71)												
Gd	7,21	7,19	10,22	4,76	4,62	6,25	7,29	4,22	6,39	6,44	5,96	4,10	3,97	6,45	8,84	5,94	4,79	4,42												
Tb	1,03	1,04	1,46	0,72	0,67	0,92	1,02	0,65	0,74	0,93	0,88	0,61	0,57	0,95	1,25	0,83	0,70	0,64												
Dy	4,98	5,14	6,95	3,53	3,31	4,54	4,88	3,29	4,85	4,46	4,35	2,95	2,80	4,54	5,95	3,83	3,51	3,09												
Ho	0,89	0,92	1,27	0,69	0,60	0,84	0,87	0,66	0,80	0,81	0,81	0,53	0,52	0,81	1,07	0,68	0,62	0,56												
Er	2,40	2,40	3,35	1,99	1,74	2,23	2,45	1,90	2,48	2,21	2,35	1,57	1,47	2,13	2,97	1,79	1,67	1,59												
Tm	0,38	0,39	0,53	0,32	0,28	0,35	0,37	0,32	0,44	0,35	0,38	0,26	0,25	0,34	0,45	0,29	0,27	0,26												
Yb	2,30	2,43	3,14	2,00	1,73	2,04	2,29	1,96	2,86	2,09	2,39	1,60	1,57	2,06	2,75	1,79	1,72	1,58												
Lu	0,35	0,35	0,45	0,31	0,26	0,30	0,33	0,30	0,39	0,31	0,35	0,24	0,23	0,31	0,41	0,28	0,26	0,24												

Çizelge 2 devam ediyor
Table 2 (continued)

		Alc1 Monzograniti																
		Plütonik Kodallı K-Feldispat Mega-Birimler							Kristallli Kuvars Monzoniti									
Örnek No		BA-57	BA-58	BA-79	BA-80	BA-8	BA-37	BA-39	BA-42	BA-47	BA-54	BA-61	BA-62	BA-69	BA-74	BA-75	BA-87	BA-92
Ana Element Oksitler (%)		SiO ₂	66,69	66,65	67,63	65,41	72,31	70,30	68,93	68,93	65,77	70,25	73,79	71,83	69,26	68,59	66,09	67,21
		TiO ₂	0,36	0,45	0,42	0,52	0,30	0,12	0,26	0,41	0,37	0,31	0,13	0,23	0,44	0,48	0,65	0,35
		Al ₂ O ₃	15,73	15,50	15,43	15,72	13,84	14,28	14,97	14,67	16,15	14,29	13,64	14,22	14,65	15,05	14,95	15,99
		fFeO	2,93	3,29	3,02	3,56	2,91	2,16	2,75	2,73	2,94	3,18	1,26	1,68	2,91	3,05	4,19	2,70
		MnO	0,05	0,06	0,05	0,06	0,01	0,03	0,06	0,04	0,05	0,10	0,02	0,03	0,06	0,06	0,08	0,04
		MgO	0,59	0,93	0,73	0,83	0,68	0,14	0,42	0,63	0,59	1,17	0,20	0,29	0,85	0,86	1,17	0,42
		CaO	3,40	3,53	3,06	3,53	0,76	1,90	2,62	2,80	3,94	3,27	1,52	2,20	3,10	3,49	4,00	3,25
		Na ₂ O	3,46	3,10	3,35	3,36	4,98	3,36	3,78	2,91	3,64	3,41	2,97	3,02	2,60	2,88	2,62	3,41
		K ₂ O	5,34	4,87	5,12	5,34	2,99	6,24	5,25	4,46	5,23	2,86	5,44	5,42	4,82	4,26	4,67	5,37
		P ₂ O ₅	0,09	0,15	0,14	0,18	0,05	0,01	0,06	0,10	0,09	0,06	0,02	0,05	0,12	0,12	0,24	0,08
		A.K.	0,9	1,1	0,6	1,0	0,8	1,1	0,6	1,9	0,8	0,9	0,7	0,7	0,8	0,8	0,9	0,7
Toplam		99,57	99,60	99,55	99,50	99,62	99,64	99,67	99,61	99,53	99,75	99,66	99,65	99,63	99,64	99,69	99,56	99,56
Eser Elementler (ppm)		Sc	2	4	4	5	8	<1	2	3	2	8	1	2	5	5	5	2
		Ba	1349	1183	1145	1183	1105	352	712	1120	1474	475	885	1023	683	601	947	1378
		Be	6	4	6	6	2	8	8	3	6	2	4	5	5	5	4	5
		Co	81,8	93,1	92,0	97,3	147,7	114,2	83,4	112,3	98,0	122,0	151,6	133,1	125,5	100,5	99,2	111,1
		Cs	4,0	5,0	5,1	4,8	0,4	12,4	7,5	9,6	5,1	3,3	7,5	8,5	8,6	8,3	7,7	3,8
		Ga	20,6	19,3	19,8	19,8	17,6	20,8	20,6	18,2	20,5	13,1	17,0	18,5	18,9	20,2	19,0	19,3
		Hf	8,0	6,9	7,2	8,4	8,9	12,4	8,0	6,9	7,8	2,7	6,2	6,4	7,2	6,5	8,6	8,1
		Nb	19,0	19,4	20,3	25,4	22,8	13,6	25,6	16,3	19,2	5,0	13,1	19,3	19,8	17,8	22,3	16,7
		Rb	231,9	210,4	207,2	208,3	57,5	433,2	338,5	195,0	237,7	104,2	276,3	295,8	204,1	202,5	197,1	239,5
		Sn	5	3	4	5	4	2	2	1	4	1	1	2	5	4	5	3
		Sr	869,6	699,0	1008,4	1130,2	191,0	313,3	516,8	607,6	954,4	181,8	343,1	538,1	608,3	577,3	886,4	836,6
		Ta	1,2	1,4	1,4	1,7	1,4	0,6	1,4	1,2	1,2	0,8	1,0	1,2	1,6	1,3	1,3	1,1
		Th	50,1	36,1	53,3	70,8	19,0	253,5	94,0	23,0	39,7	14,7	45,8	37,8	27,8	24,5	27,0	48,6
		U	9,0	6,5	6,8	5,2	4,1	69,7	17,8	4,7	8,3	3,4	7,3	7,3	5,0	4,7	4,2	7,5
		V	33	44	42	56	<8	12	24	31	33	61	<8	11	32	36	49	30

Çizelge 2 devam ediyor
Table 2 (continued)

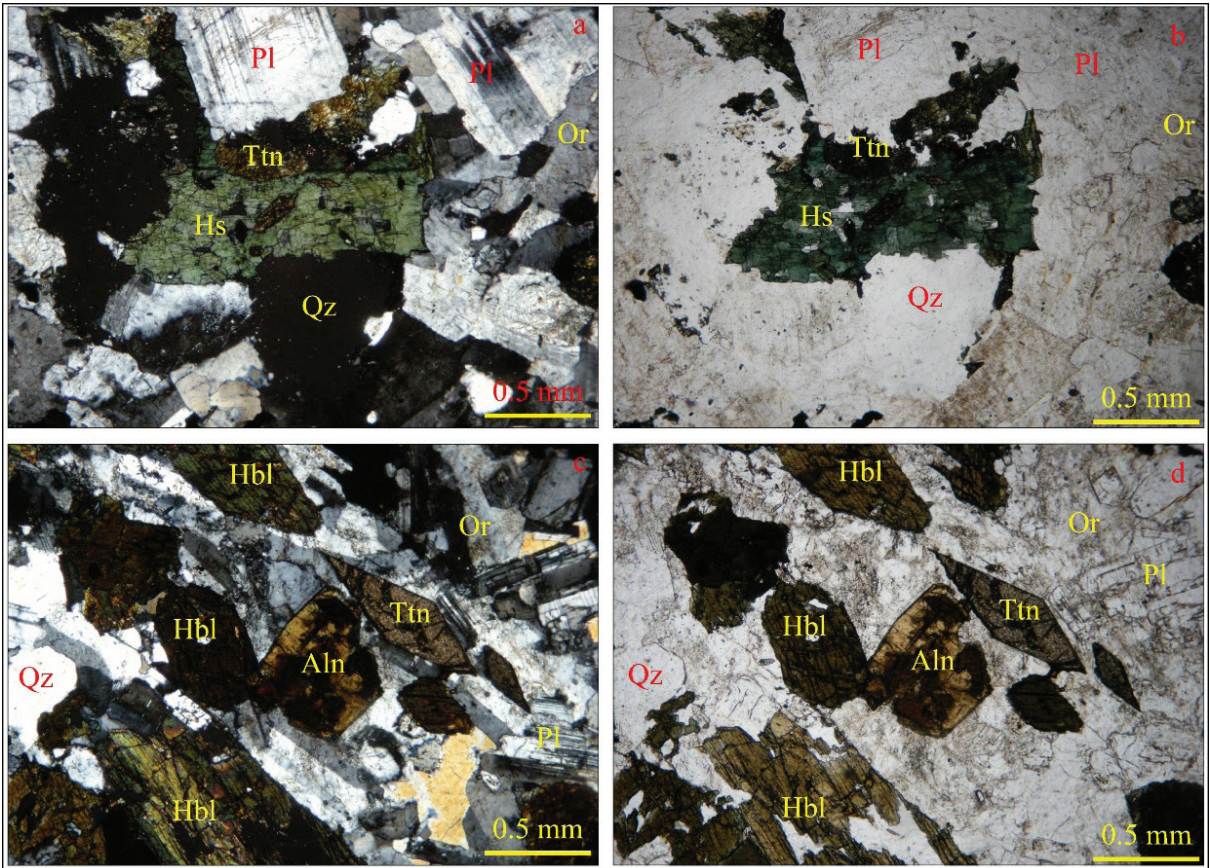
Örnek No	Alıcı Monzogramiti																
	BA-57	BA-58	BA-79	BA-80	BA-8	BA-37	BA-39	BA-42	BA-47	BA-54	BA-61	BA-62	BA-69	BA-74	BA-75	BA-87	BA-92
Eser Elementler (ppm)																	
W	549,5	635,4	670,8	783,0	1149,5	809,2	599,5	813,0	703,4	905,0	804,4	743,6	984,3	865,5	706,3	761,3	705,0
Zr	327,4	287,7	301,5	365,7	328,2	499,5	324,2	265,3	337,4	99,3	227,5	248,9	279,5	290,3	269,3	366,9	373,1
Y	16,4	18,6	16,6	24,3	38,3	20,7	19,0	14,0	17,2	13,9	16,6	18,0	17,1	19,0	17,2	22,8	16,5
Mo	0,6	0,4	0,3	2,3	0,1	0,4	0,6	0,4	0,5	0,3	0,2	1,0	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5
Cu	3,1	4,5	6,3	7,3	1,1	1,1	2,6	1,9	5,5	2,0	0,9	1,1	4,6	3,5	2,7	4,4	1,2
Pb	19,4	44,2	18,1	25,7	1,4	25,7	17,9	32,4	22,8	15,9	16,0	19,7	10,5	11,0	7,3	11,0	9,2
Zn	30	41	30	41	3	24	28	41	26	38	14	16	45	47	43	50	19
Ni	1,5	2,4	2,7	5,5	1,3	1,1	2,2	2,8	1,7	2,1	1,7	1,5	3,5	2,6	4,1	1,6	1,9
As	2,7	10,5	2,1	2,9	<0,5	44,7	14,9	33,1	7,0	1,5	14,2	6,1	2,9	5,6	0,7	4,8	2,9
Nadir Toprak Elementler (ppm)																	
La	84,2	61,2	88,0	86,6	38,0	216,8	93,9	51,2	75,5	19,1	88,8	49,5	42,1	47,9	42,7	78,2	82,6
Ce	136,1	107,9	155,4	157,0	78,1	273,0	138,0	93,5	129,3	33,7	131,7	87,2	81,6	93,2	83,5	150,7	131,2
Pr	13,27	11,73	15,85	16,95	8,96	20,95	12,01	10,17	12,92	3,45	12,46	9,54	9,03	10,19	9,13	16,70	12,62
Nd	44,1	42,8	56,7	65,6	33,4	54,2	37,2	35,9	44,1	12,6	40,9	33,4	34,2	39,0	34,3	63,9	44,5
Sm	6,08	6,28	7,66	9,44	6,59	5,48	4,94	5,37	6,30	2,17	5,51	5,08	5,17	5,97	5,46	9,24	5,88
Eu (Eu/ Eu*)	1,16 (0,73)	1,23 (0,71)	1,47 (0,75)	1,84 (0,72)	1,21 (0,57)	0,92 (0,65)	0,82 (0,61)	1,03 (0,70)	1,21 (0,72)	0,55 (0,79)	0,84 (0,57)	0,96 (0,69)	0,97 (0,66)	1,04 (0,61)	0,95 (0,62)	1,83 (0,73)	1,11 (0,73)
Gd	3,84	4,46	4,57	6,43	6,21	3,34	3,35	3,72	4,10	2,05	3,65	3,54	3,80	4,44	4,00	6,34	3,64
Tb	0,57	0,66	0,65	0,92	1,07	0,50	0,54	0,53	0,60	0,37	0,54	0,56	0,58	0,67	0,62	0,88	0,55
Dy	2,78	3,26	2,99	4,33	6,32	2,61	2,87	2,52	2,88	2,11	2,66	2,89	2,93	3,36	3,22	4,18	2,69
Ho	0,50	0,61	0,55	0,80	1,35	0,54	0,58	0,43	0,54	0,46	0,53	0,56	0,58	0,64	0,59	0,76	0,51
Er	1,48	1,72	1,40	2,18	3,98	1,84	1,74	1,21	1,52	1,45	1,53	1,56	1,57	1,79	1,67	2,09	1,45
Tm	0,24	0,28	0,23	0,34	0,65	0,35	0,30	0,19	0,25	0,24	0,25	0,27	0,26	0,28	0,25	0,34	0,25
Yb	1,50	1,67	1,44	2,16	4,03	2,40	2,02	1,22	1,55	1,66	1,57	1,69	1,70	1,75	1,55	2,05	1,56
Lu	0,22	0,26	0,22	0,31	0,62	0,38	0,31	0,18	0,23	0,27	0,23	0,25	0,25	0,25	0,23	0,31	0,24

Karga porfirik dokulu kuvars monzoniti

Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti, grimsi renkli, fenokristalli olup; belirgin porfirik doku sunarlar. Birimde görülen hakim kaya türü kuvars monzonit olmakla birlikte; az sayıda örnek kuvars siyenit ve monzogranittir. (Çizelge 1 ve 2, Şekil 8 ve 9). Birimde tanımlanan mineraller, kuvars, plajiyoklaz, ortaklaz, hornblend, hastingsit, titanit, ksenotim, allanit, apatit, zirkon ve opak mineraldir (Şekil 10).

Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti içinde gelişen, eş yaşlı mafik ve felsik magmaların homojen karışımına (magma mixing, Didier ve Barbarin, 1991, Yılmaz ve Boztuğ, 1994/1995) işaret eden antirapakivi dokusu, poikilitik doku ve zonlu plajiyoklaz gibi bazı mikrodokular ile birlikte, pertitleşme, grafik doku ve zonlu doku gözlenmekte olup; killeşme ve serisitleşme türü alterasyonlar da gelişmiştir.

Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti, genel olarak holokristalin hipidiyomorf porfirik dokuludur.



Şekil 10. Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti'ne ait birimlerin genel görünümü ve mineral parajenezi (a, c: çift nikol, b, d: tek nikol). (Mineral kısaltmaları Kretz (1983)'e göre yapılmıştır).

Figure 10. General view and mineral paragenesis of the units belonging to Karga Porphyritic Textured Quartz Monzonite (a, c: crossed-polarized light (xpl), b, d: plane-polarized light. (ppl, Mineral shortenings are according to Kretz, 1983).

Karaveli kuvars monzoniti

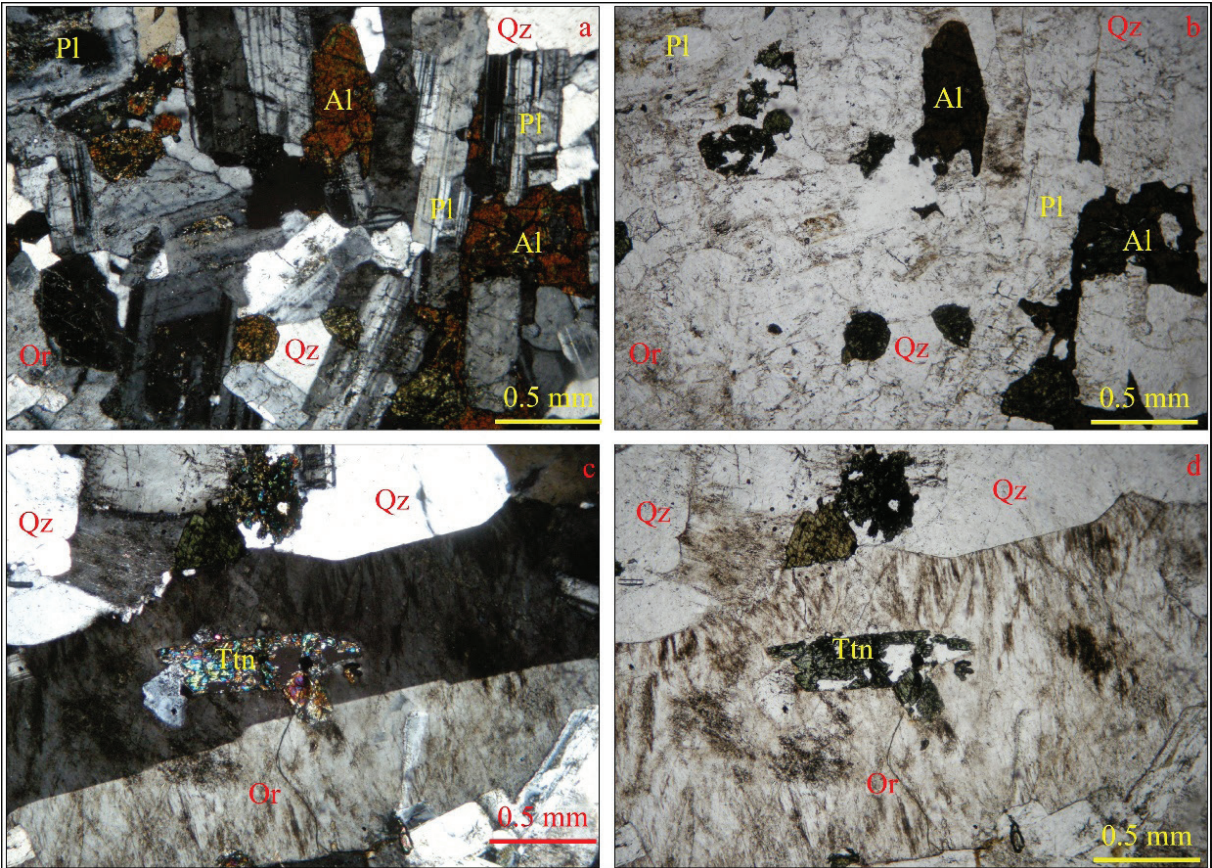
Karaveli Kuvars Monzoniti açık gri renkli, taneler dokulu olan birim, mikroskopik incelemelerde iri ortoklaz minerallerinin varlığı ile göreceli olarak porfirik dokuludur.

Hakim kaya türü, genel olarak kuvars monzonit ve monzonit bileşiminde olup, bazı örneklerde ise, kuvars siyenit ve monzogranit bileşimindedir (Çizelge 1 ve 2, Şekil 8 ve 9).

Monzonitik kayalarda saptanan mineraller, kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, egirinojit, hornblend, hastingsit, biyotit, titanit, ksenotim, allanit, apatit, zirkon ve opak minerallerdir (Şekil 11).

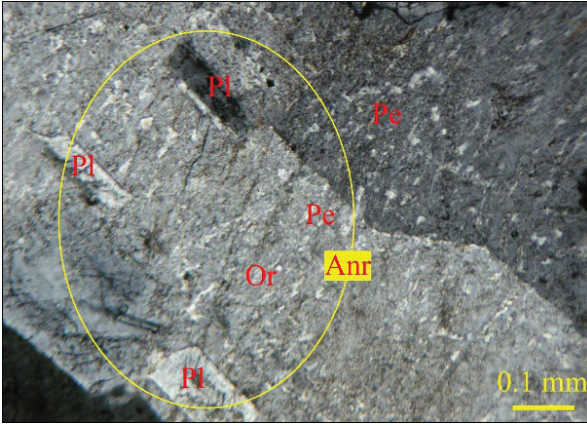
Birimde, eş yaşlı mafik ve felsik magmaların homojen karışımına (magma mixing, Didier ve Barbarin, 1991, Yılmaz ve Boztuğ, 1994) işaret eden, antirapakivi dokusu (Şekil 12), zonlu plajiyoklaz, poikilitik ortoklaz (Şekil 11) ve pertitleşme (Şekil 12) gibi mikrodokular gelişmiş olup; epidotlaşma, killeşme ve serisitleşme türü alterasyonlar da yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 11).

Karaveli Kuvars Monzoniti holokristalin hipidiyomorf porfirik dokuludur.



Şekil 11. Karaveli Kuvars Monzoniti içinde tanımlanan monzonitlerin mineral parajenezi ve genel görünümü (**a**: çift nikol, **b**: tek nikol). Kuvars monzonitlerde gelişen poikilitik ortoklazların görünümü (**c**: çift nikol, **d**: tek nikol).

Figure 11. Mineral paragenesis and general view of monzonites identified in Karaveli Quartz Monzonite (**a**: xpl, **b**: ppl. View of poikilitic orthoclases developed in quartz monzonites (**c**: xpl, **d**: ppl.).



Şekil 12. Karaveli Kuvars Monzoniti içinde tanımlanan kuvars monzonitlerde gelişen antirapakivi dokusu ve pertitileşmelerin görünümü (çift nikol).

Figure 12. The view of the antirapakivi texture and pertitisation in quartz monzonites determined within the Karaveli Quartz Monzonite (xpl).

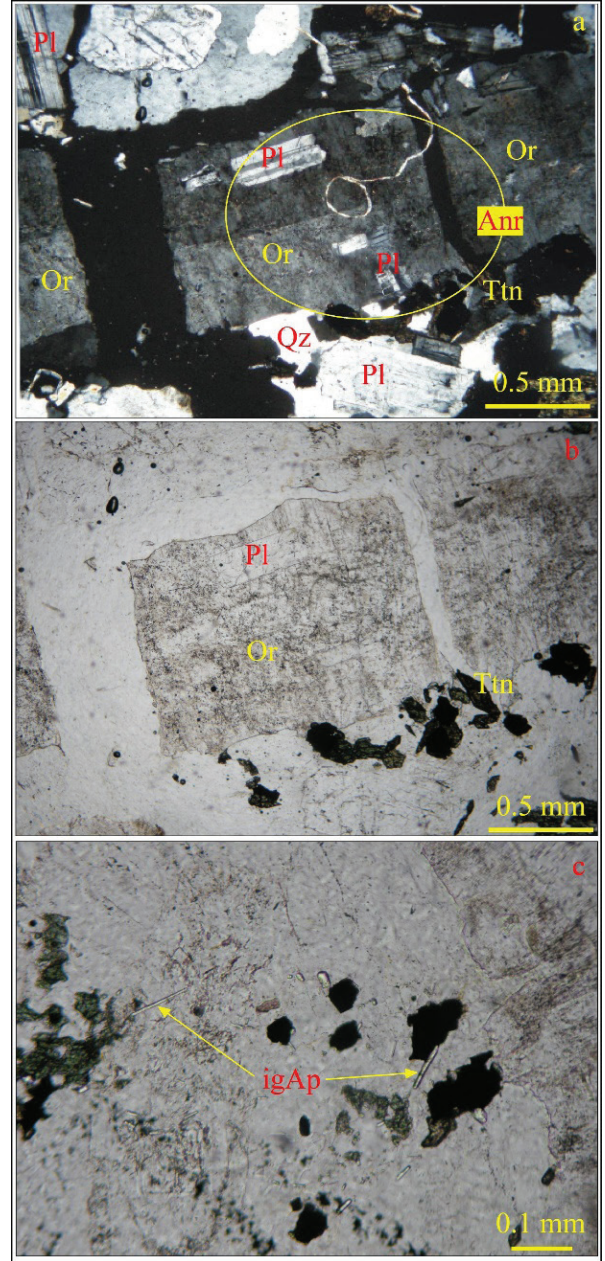
Kodallı K-feldispat megakristalli kuvars monzoniti

Birim arazi ve el örneği ölçeğinde, grimsi – pembemsi renkli, yaygın K-feldispat megakristal içeren porfirik dokuludur. Hakim kaya türü kuvars monzonit olmakla birlikte; monzonit, monzogranit ve kuvars siyenit türü bileşimler de saptanmıştır (Çizelge 1 ve 2, Şekil 8 ve 9).

Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti'nde belirlenen mineraller; kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, MgFe-hornblend, Mg-hastingsit, biyotit, muskovit, epidot (ikincil), titanit, ksenotim, allanit, apatit, zirkondur.

Eş yaşlı mafik ve felsik magmaların homojen karışımı (magma mixing) mikrodokularından, antirapakivi dokusu (Şekil 13a ve b), iğnemsli apatit (Şekil 13c) gelişimi, poikilitik doku, grafik doku ile birlikte, zonlu Plajiyoklaz oluşumları ve iri plajiyoklaz kristalleri içinde küçük plajiyoklaz kristal oluşumu (Hibbard, 1991, Yılmaz ve Boztuğ, 1994) da gelişmiştir. Bununla birlikte; Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti içindeki, K-feldispat megakristallerinin varlığı (Vernon, 1984; Ekici ve Boztuğ, 1997; Higgins,

1999) ve farklı boyutlardaki MME oluşumları, litodemin eş yaşlı mafik ve felsik magmaların heterojen karışımı (magma mingling) ürünü bir magmadan itibaren oluştuğuna işaret eder (Hibbard, 1991; Didier ve Barbarin, 1991, Barbarin ve Didier, 1992, Yılmaz ve Boztuğ, 1994).



Şekil 13. a) Kodallı K-feldispat megakristalli Kuvars Monzoniti'ne ait kuvars monzonitlerde gelişen

antirapakivi dokusu (**a**: çift nikol, **b**: tek nikol) ve **c**) iğnemsli apatit oluşumlarının görünümü (tek nikol).

Figure 13. *a) Antirapakivi texture developed in quartz monzonites belonging to Kodallı K-feldspar Megacrystalline Quartz Monzonite (a: xpl; b: ppl). and c) view of needle-like apatite forms (ppl).*

Bu iki dokusal özellik birlikte değerlendirildiğinde; eş yaşlı mafik ve felsik magmaların, bazı bölümlerde homojen, bazı bölümlerde ise heterojen karışarak hibrit/melez bir magma oluşturduğu yani magma mixing ve magma mingling süreçlerinin eş zamanlı olarak gerçekleştiğini söylenebilir.

Birim içinde gözlenen yaygın bozunmalar, killeşme, serisitleşme ve opsitleşme olup, holokristalin hipidiyomorf porfirik doku gelişmiştir.

Alcı monzograniti

Alcı Monzograniti, grimsi – pembemsi renkli, bir kaç örnek fenokristalli olup, genel kayaç dokusu ince tanelidir. Mineralojik – petrografik incelemelerde, ağırlıklı olarak porfirik doku ve yer yerde taneli doku belirlenmiştir. Birim genel olarak monzogranit, siyenogranit, bazı kesimleri ise, kuvars monzonit, kuvars siyenit ve granodiyorit özelliğindedir (Çizelge 1 ve 2, Şekil 8 ve 9). Birime ait kayaçlarda gözlenen mineraller; kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, hornblend, hastingsit, biyotit, epidot, titanit, ksenotim, allanit, serizit apatit, zirkon ve opak mineraldir (Şekil 14). Genel olarak holokristalin hipidiyomorf taneli dokulu bu fazda gelişen mikrodokular; antirapakivi dokusu, poikilitik doku, pertitleşme ve zonlu doku olup; killeşme ve serisitleşme türü alterasyonlar gözlenmektedir.

Aplit daykları

Bölgede yüzlek veren YB'ne ait, Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti'ni kesen, yaklaşık 10 – 20 cm kalınlıkta aplit daykları gözlenmiştir. Bu dayklar, pembemsi, bej renkli, ince taneli - taneli dokulu granit bileşimlidir (Şekil 15).

Aplit dayklarında tanımlanan mineraller, ince – orta taneli, kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, hornblend, titanit, ksenotim, allanit, apatit, zirkon ve opak minerallerdir. Feldispatlarda killeşme ve serisitleşme türü alterasyonlar görülür (Şekil 15).

Kötüdağ Volkaniti

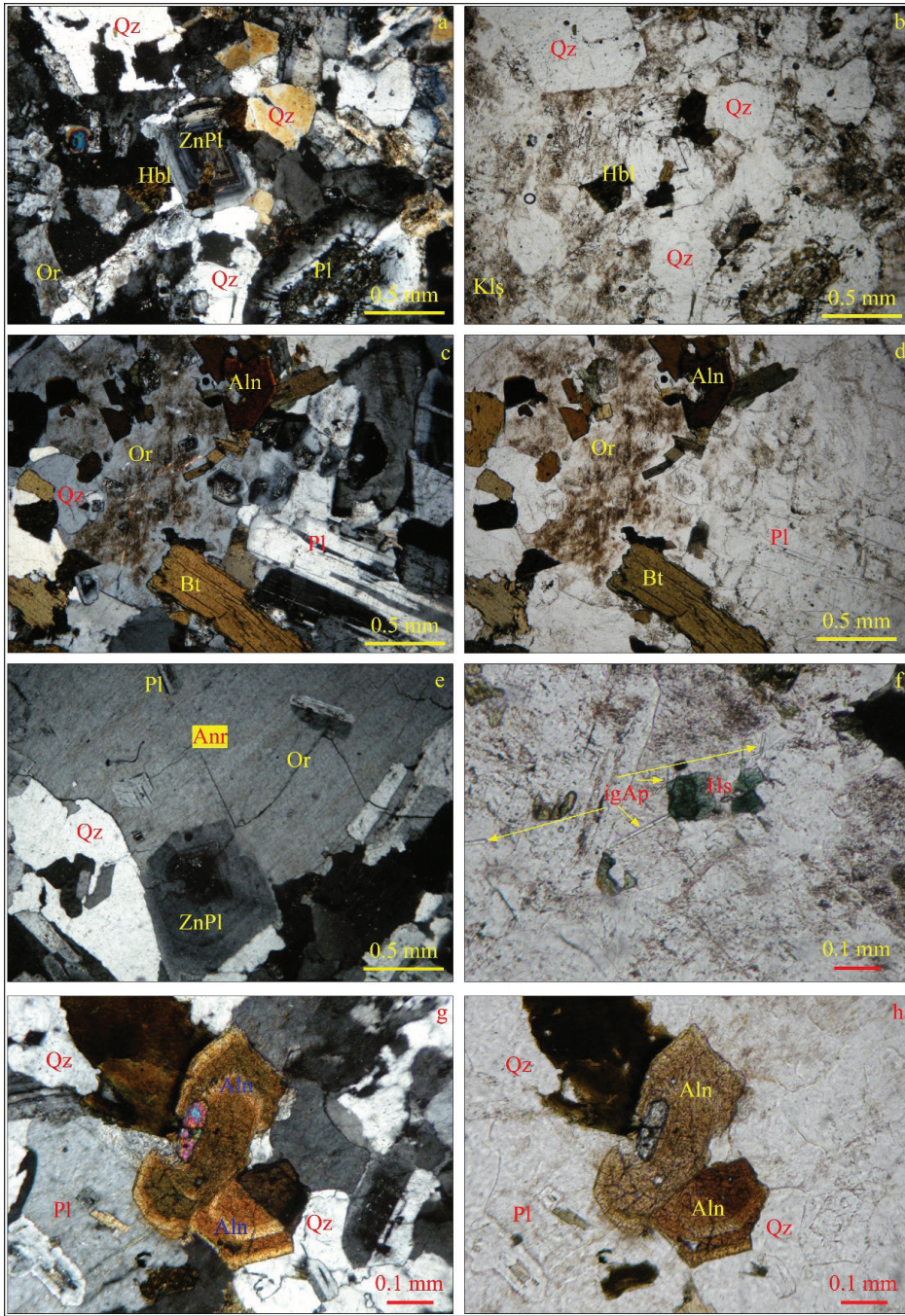
Çalışma alanında incelenen Kötüdağ Volkaniti, riyodasit bileşimli olup; birim içinde tanımlanabilen fenokristaller, kemirilmiş kuvars, plajiyoklaz, sanidin, ortopirosken, hornblend mineralleri olup, kalsit ksenolitleri ve diğer kayaç parçaları da görülmektedir (Şekil 16).

JEOKİMYA ve JEOKRONOLOJİ

Çalışma alanında yüzlek veren YB doğu kenarına ait plütonik birimlerden, tüm kayaç ana, eser ve NTE element jeokimyası bileşiminin belirlenmesi amacıyla 35 adet kayaç örneği alınmıştır. Elde edilen jeokimyasal veriler ilgili diyagramlara aktarılarak değerlendirilmiş ve yorumlanmıştır (Çizelge 2).

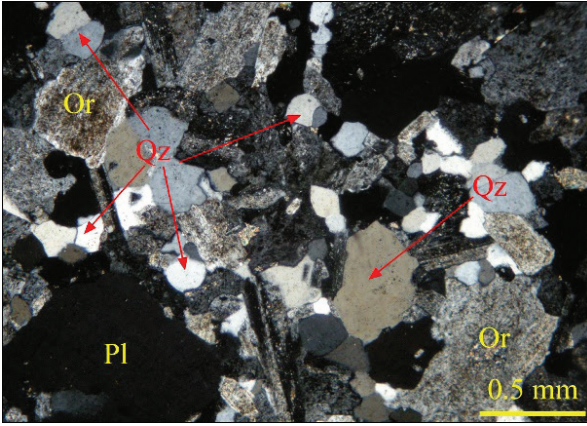
Tüm Kayaç Jeokimyası

Magma karakterini belirlemek için hazırlanan toplam alkaliler ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – silika (SiO_2) diyagramlarında tüm örneklerin subalkalin (a: Irvine ve Baragar, 1971; b: Macdonald ve Katsura, 1964; c: Kuno, 1968; d: Hyndman, 1972; e: Rickwood, 1989), Şekil 17a; Alkali-kalsik ve kalk-alkalin (Frost vd. (2001), Şekil 17b; Irvine ve Baragar (1971), Şekil 17c) özellikte olduğu belirlenmiştir.



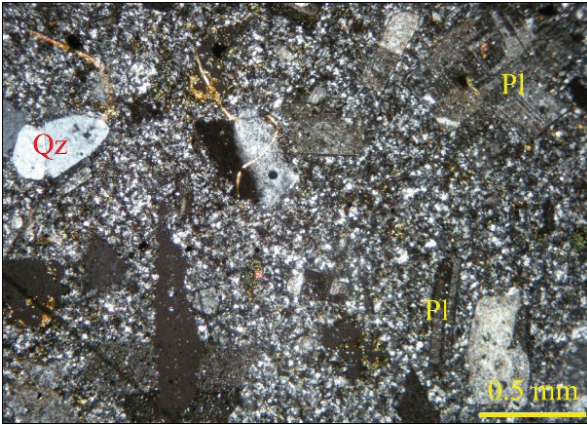
Şekil 14. a, b, c, d) Alçı Monzograniti'ne ait monzogranit örneklerinin genel görünümü ve mineral parajenezi (a: çift nikol, b: tek nikol), e) siyenogranit örneklerinde gözlenen antirapakivi dokusu ve zonlu dokulu plajiyoklaz (çift nikol), f) monzodioritlerde gözlenen iğnemsî apatitler (tek nikol), g, h) monzogranitte görülen zonlu allanit mineralleri (a: çift nikol, b: tek nikol).

Figure 14. a, b, c, d) General view and mineral paragenesis of monzogranite samples of Alçı Monzogranite (a, c: xpl; b, d: ppl), e) antirapakivi texture and zoned plagioclase found in syenogranite samples (e: xpl), f) needle-like apatites observed in monzodiorites (ppl), g, h) zoned allanite minerals found in monzogranite (g: xpl, h: ppl).



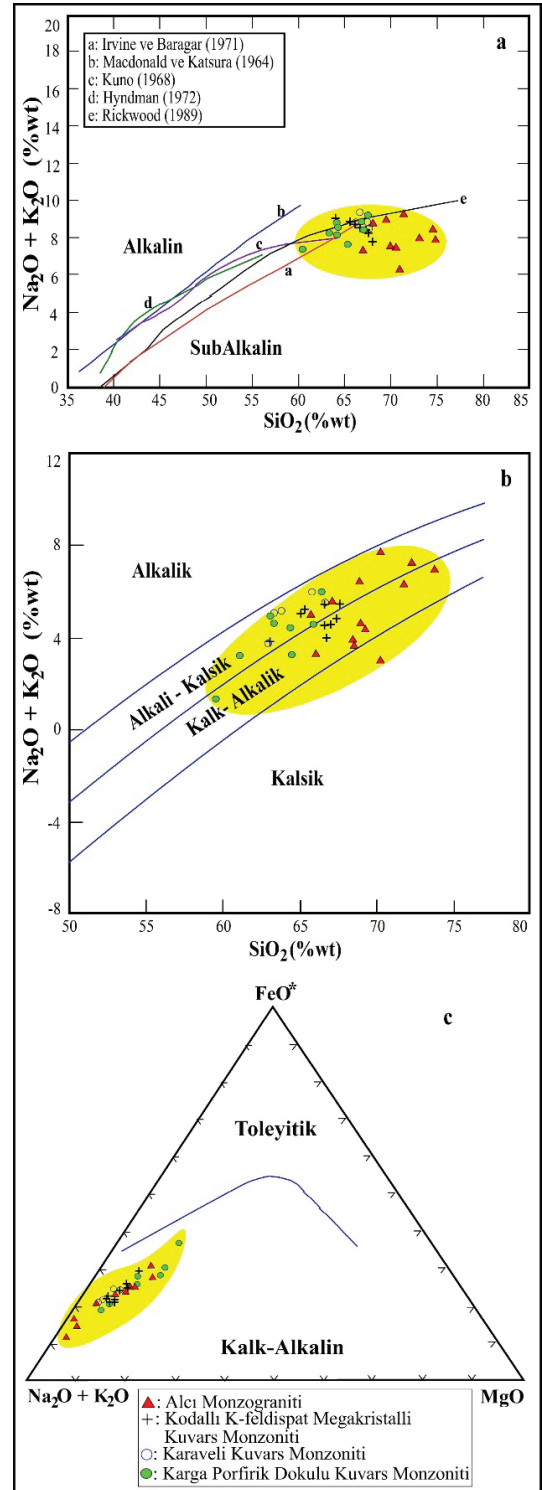
Şekil 15. Yozgat Batoliti'ni kesen apolit dayklarının genel görünümü ve mineral parajenezi (çift nikol).

Figure 15. General appearance and mineral paragenesis of aplite dykes cutting the Yozgat Batholith (xpl).



Şekil 16. Kötüdağ Volkaniti'ne ait riyodasitlerin genel görünümü ve mineral parajenezi (çift nikol).

Figure 16. General appearance and mineral paragenesis of rhyodacites of Kötüdağ Volcanite (xpl).



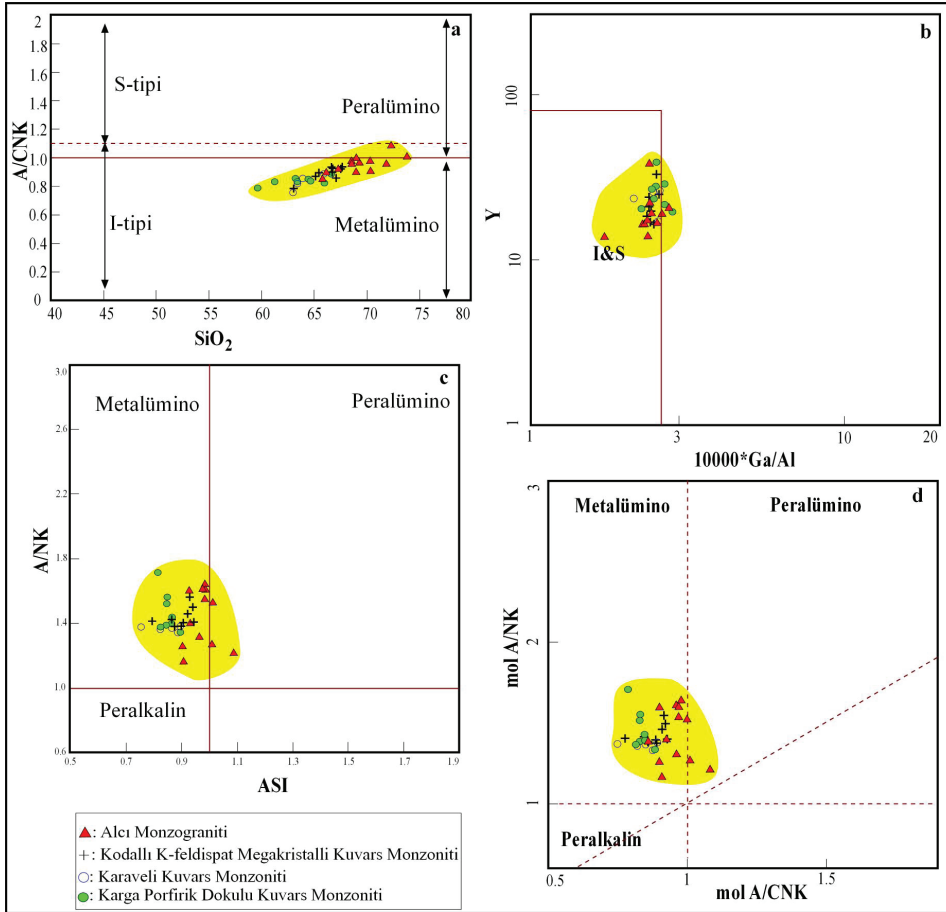
Şekil 17. Yozgat Batoliti'ne ait birimlerin, a) toplam alkaliler – silis (TAS) diyagramındaki konumları (a: Irvine ve Baragar, 1971; b: Macdonald ve Katsura,

1964; c: Kuno, 1968; d: Hyndman, 1972; e: Rickwood, 1989). **b)** Alkali – kalsik ayırım diyagramı (Frost vd., 2001) ve **c)** Subalkalin ayırım diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).

Figure 17. a) Positions of the units belonging to Yozgat Batholith in a: total alkalis - silica (TAS) diagram (a: Irvine & Baragar, 1971; b: Macdonald & Katsura, 1964; c: Kuno, 1968; d: Hyndman, 1972; e: Rickwood, 1989). **b)** Alkaline - calcic discrimination diagram (Frost et al., 2001) and **c:** Subalkaline discrimination diagram (Irvine and Baragar, 1971).

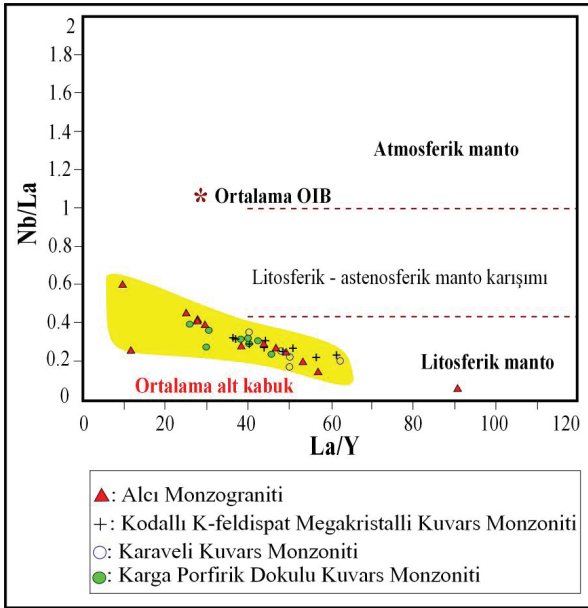
YB'nin çalışma alanındaki türevlerini oluşturan hibrit/melez magmanın, kökeni ve

bileşimsel özelliklerine bakıldığında, genel olarak I-tipi (Clarke, 1992, Şekil 18a), bazı örnekler ise, I ve S-tipi (Whalen vd., 1987, Şekil 18b) granitoidler karakterinde olup, metalümino bileşim (Clarke, 1992, Şekil 18a; Frost vd., 2001, Şekil 18c; Manier ve Piccoli, 1989, Şekil 18d) sunmaktadır. Bu özellik, plütonik birimlerin yaklaşan levha kenarı ile ilişkili olarak, kısmi ergimeye uğrayan magmatik ve sedimanter alt kıtasal kabuk malzemesine işaret eder. Jahn vd. (1999) tarafından Nb/La oranının La/Y oranına göre oluşturulan diyagramda ise, “ortalama alt kabuk” – “litosferik manto” bileşimli olduğu görülmektedir (Şekil 19).



Şekil 18. Yozgat Batoliti litodemlerinin magma tipi ve bileşimi diyagramlarındaki konumları **a)** Clarke (1992), **b)** Whalen (1987), **c)** Frost vd (2001), **d)** Manier ve Piccoli, 1989).

Figure 18. Positions of Yozgat Batholith lithodems in magma type and composition diagrams **a)** Clarke (1992), **b)** Whalen (1987), **c)** Frost vd (2001), **d)** Manier & Piccoli (1989).

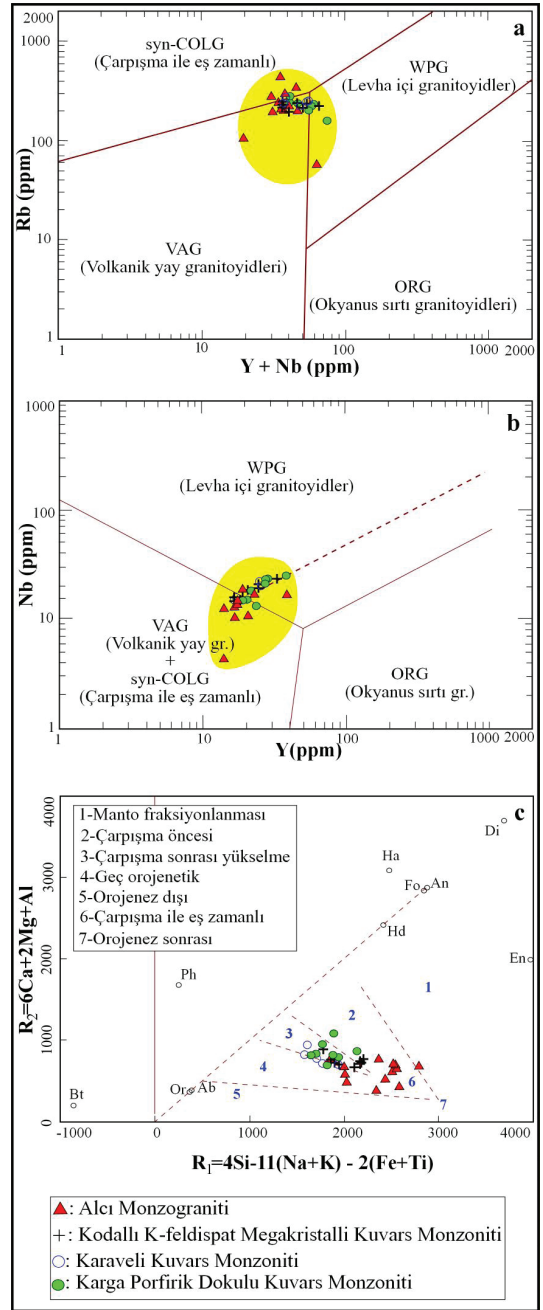


Şekil 19. Yozgat Batoliti'ne ait birimlerin Nb/La – La/Y diyagramındaki konumları (Jahn vd. (1999).

Figure 19. Positions of the units belonging to Yozgat Batholith in the Nb/La – La/Y diagrams (Jahn et al., 1999).

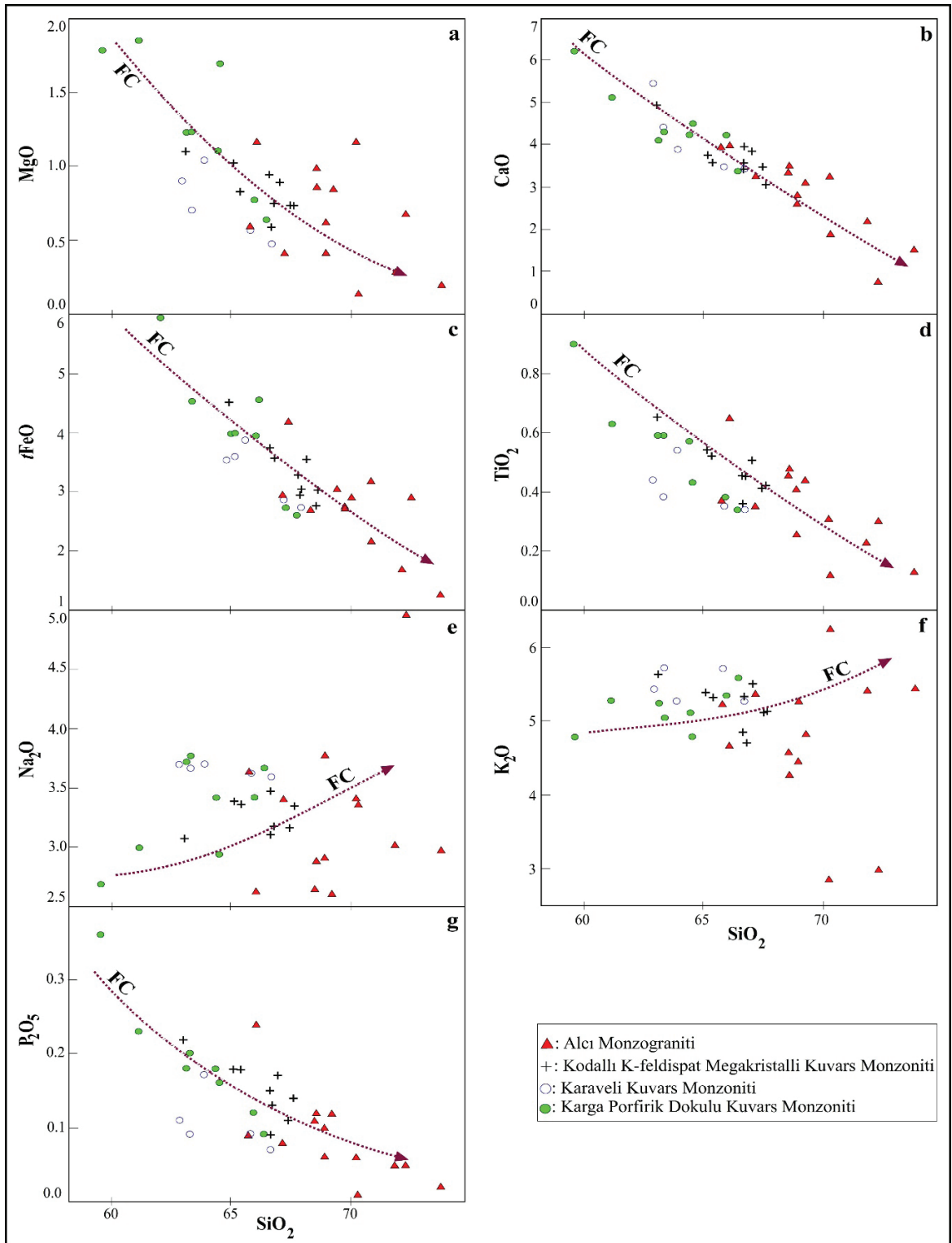
Pearce vd (1984) tarafından oluşturulan Rb – (Y+Nb) ve Nb – Y jeotektonik ortam grafiklerinde (Şekil 20a ve b), YB'ne ait dört litodemin de "Levha İçi Granitoidler" (WPG) olduğu ifade edilebilir. Batchelor ve Bowden (1985) tarafından önerilen $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) - R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ değerleri ile oluşturulan grafikte (Şekil 20c) görüldüğü gibi, bu birimler çarpışma – çarpışma sonrası yükselme sürecinde bölgeye yerleşmiştir.

Ana element oksitlerin SiO_2 'ye göre olan değişim diyagramlarında, MgO, CaO, tFeO, TiO_2 değerleri, kristalleşme sırasına göre (Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti, Karaveli Kuvars Monzoniti, Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti ve Alçı Monzograniti) mafik mineral miktarındaki azalmaya ve SiO_2 değerlerindeki artışa paralel olarak bir düşüş görülmektedir (Şekil 21a, b, c ve d).



Şekil 20. Yozgat Batoliti'ne ait birimlerin jeotektonik ortam diyagramlarındaki konumları. a) Rb – (Y + Nb), b) Nb – Y eser element (Pearce vd., 1984) ve c) $R_1 - R_2$ diyagramındaki konumu (Batchelor ve Bowden, 1985).

Figure 20. Positions of the units belonging to Yozgat Batholith in the geotectonic setting diagrams: a) Rb – (Y + Nb) and b) Nb – Y trace element (Pearce et al., 1984) and c) Position on the $R_1 - R_2$ diagram (Batchelor & Bowden, 1985).



Şekil 21. Yozgat Batoliti'ne ait birimlerin ana element oksit değişim diyagramlarındaki konumu.

Figure 21. The position of the units belonging to Yozgat Batholith in the main element oxide change diagrams.

Na_2O ve K_2O değerleri, SiO_2 değerlerindeki yükselmeye paralel olarak düzenli bir artış göstermektedir. Bu durum, birimlerin bileşimsel olarak benzer alkali feldispat ve plajiyoklaz oranlarına sahip olmaları ile açıklanabilir (Şekil 21e ve f).

P_2O_5 değerlerinin SiO_2 'ye karşı olan değişim diyagramlarında; Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti, Karaveli Kuvars Monzoniti, Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti ve Alcı Monzograniti'ne ait apatit kristallenmesi sıralamasına göre doğrusal azalması, bu sıralamadaki apatit bolluk oranıyla doğru ilişkilidir (Şekil 21g). Aynı şekilde son evrede kristallendiği/katılaştığı belirlenen Alcı Monzograniti'ndeki plajiyoklaz bileşimlerine (oligoklaz-andezin) uyumlu olarak, CaO değerindeki azalma da bu oluşum sırasını destekler.

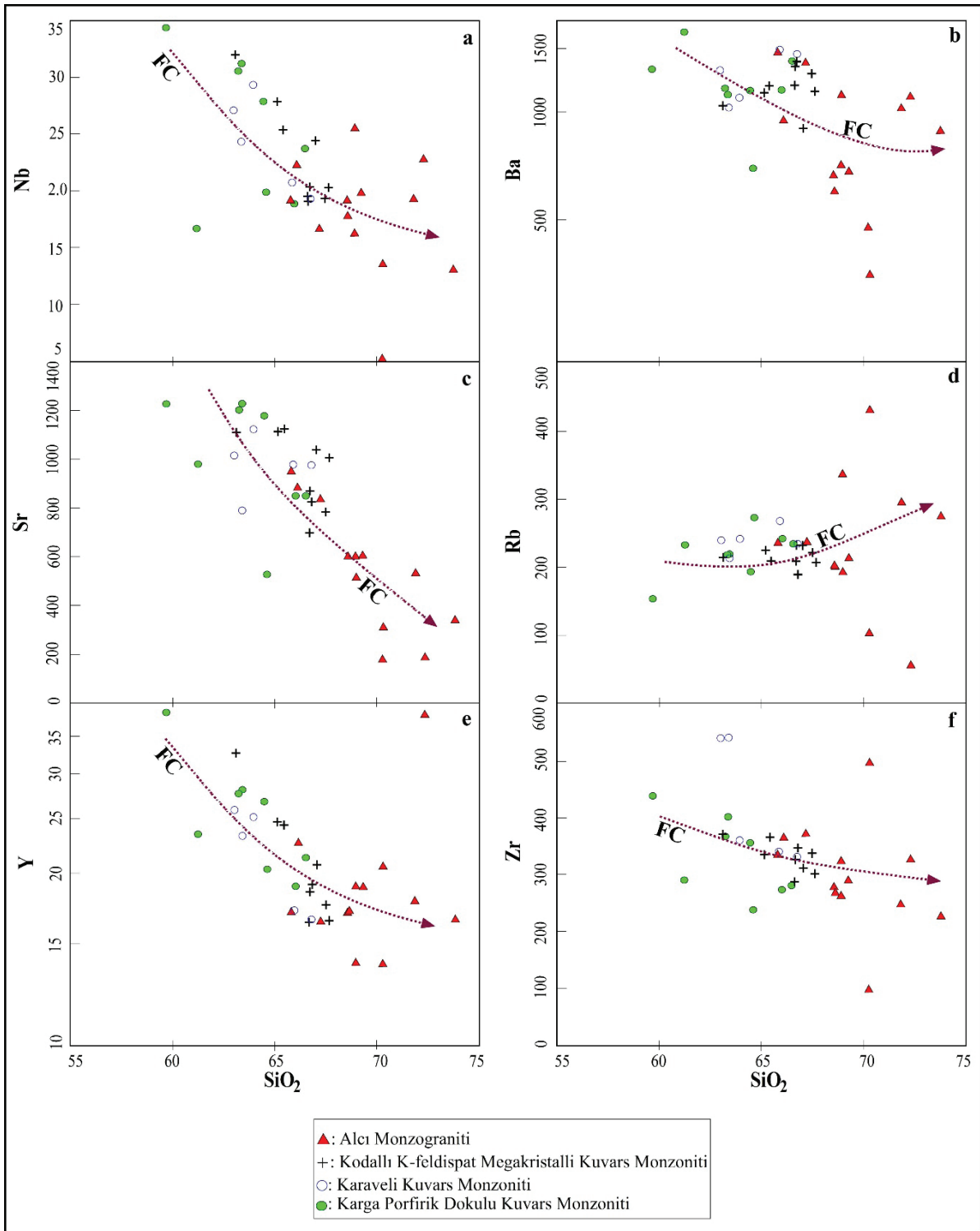
Ana element oksitler ile SiO_2 değişim grafiklerinde görülen, Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti, Karaveli Kuvars Monzoniti, Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti ve Alcı Monzograniti oluşum sırası, Nb, Ba, Sr, Rb, Y, Zr elementlerinin SiO_2 'ye göre olan değişim grafiklerinde (Şekil 22) de gözlenmektedir.

Çalışma alanında yüzlek veren YB içinde tanımlanan bu litodemlerin oluşumunda, kabuksal kirlenme (Tatar ve Boztuğ, 1998a) ve fraksiyonel kristalleşme (fractional crystallisation (FC), Şekil 21 ve 22) ile birlikte eş yaşlı felsik ve mafik magmaların homojen (magma mixing) ve heterojen karışımlarının (magma minglin) birlikte etken olduğu söylenebilir (Hibbard, 1991; Didier ve Barbarin, 1991, Barbarin ve Didier, 1992, Yılmaz ve Boztuğ, 1994). Saha gözlemlerinden de anlaşılacağı üzere; MME'ler ile birlikte, K-feldispat megakristallerinin (Vernon, 1984; Ekici ve Boztuğ, 1997; Ekici, 2001; Higgins, 1999) varlığı da magmaların heterojen karışımını işaret etmektedir.

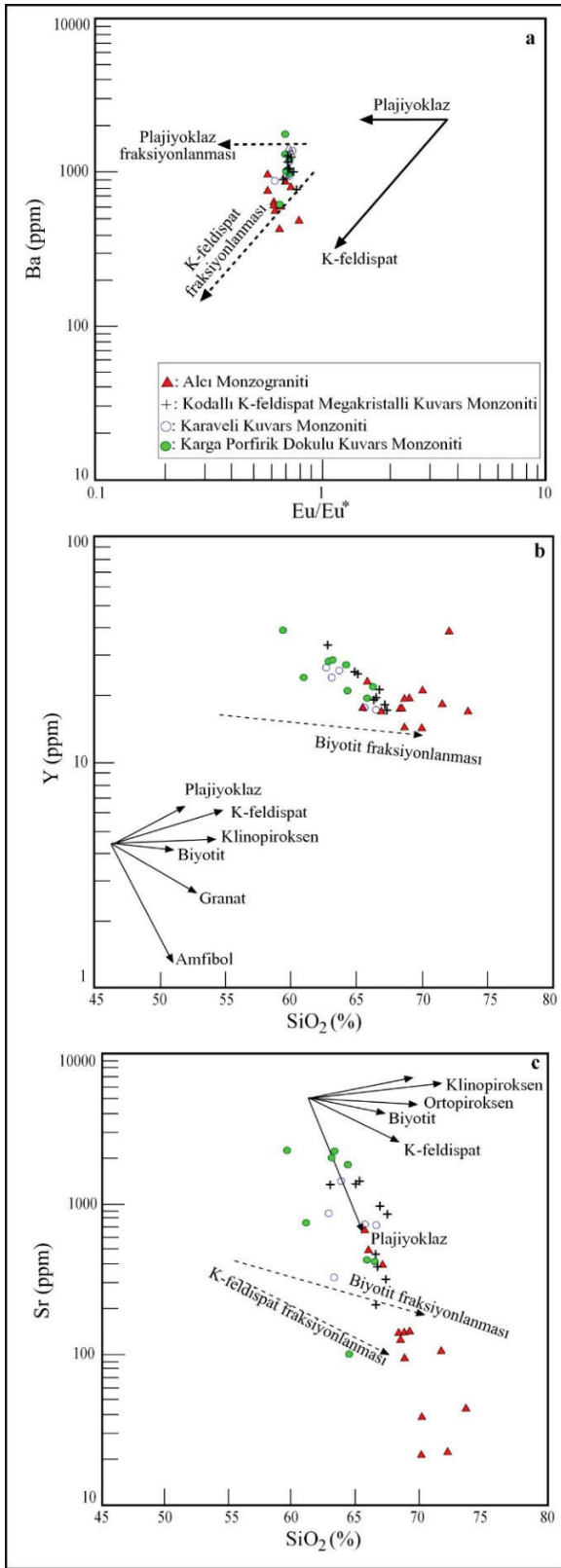
Anders ve Grevesse (1989)'e göre hesaplanan Eu/Eu^* değerleri ile oluşturulan Ba – Eu/Eu^* diyagramında (Şekil 23a, Whalen vd., 1996), K-feldispat fraksiyonlanması; Y – SiO_2 diyagramında biyotit fraksiyonlanması (Şekil 23b, Rollinson, 1993), Sr – SiO_2 diyagramında ise, plajiyoklaz fraksiyonlanması görülmektedir (Şekil 23c, Rollinson, 1993). Her üç diyagramda da ok yönleri, mineral fazlarının kristallenmesindeki Rayleigh fraksiyonlanmasını göstermektedir.

Eser element ve nadir toprak elementlerin (NTE), kayaç/KONDRİT normalize edilmiş dağılım diyagramında Ba, Nb, Ta, P, Ti elementlerinde bir azalma; Th, La, Ce, ve Nd elementlerinde de bir artış söz konusudur (Şekil 24a). Aynı şekilde nadir toprak elementlerin (NTE), Kayaç/KONDRİT normalize edilmiş dağılım diyagramında ise, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu elementlerinde azalma ve La, Ce, Pr, Nd elementlerinde artış gözlenmektedir (Şekil 24b).

Kompozit Yozgat Batoliti'nin genel kayaç türlerine bakıldığında; batolitin merkez kısımlarında kümülat gabro – diyorit (Ekici, 1997; Tiryaki, 2012), bir dış zonda monzodiyorit/monzogabro – kuvars monzodiyorit, kuvars monzonit, monzogranit (Tatar, 1997) ve en dış zonunda da siyenit, monzogranit, kuvars monzonit (Aydoğdu, 2010; Gençaliolu, 2011; Tüvar, 2015) türü kayaçlar konumlanmıştır. Yozgat batoliti'ndeki bu zonlanma Tatar ve Boztuğ (1998a ve 2001) tarafından "Ters zonlanma" olarak tanımlanmıştır. Bu çalışma ile incelenen bölge, YB'nin en doğu ucunda yer almakta olup; kuvars monzonit ve monzogranit türü kayaçlardan ibaret olup, ters zonlanma gösteren YB'nin en dış zonunu temsil etmektedir.



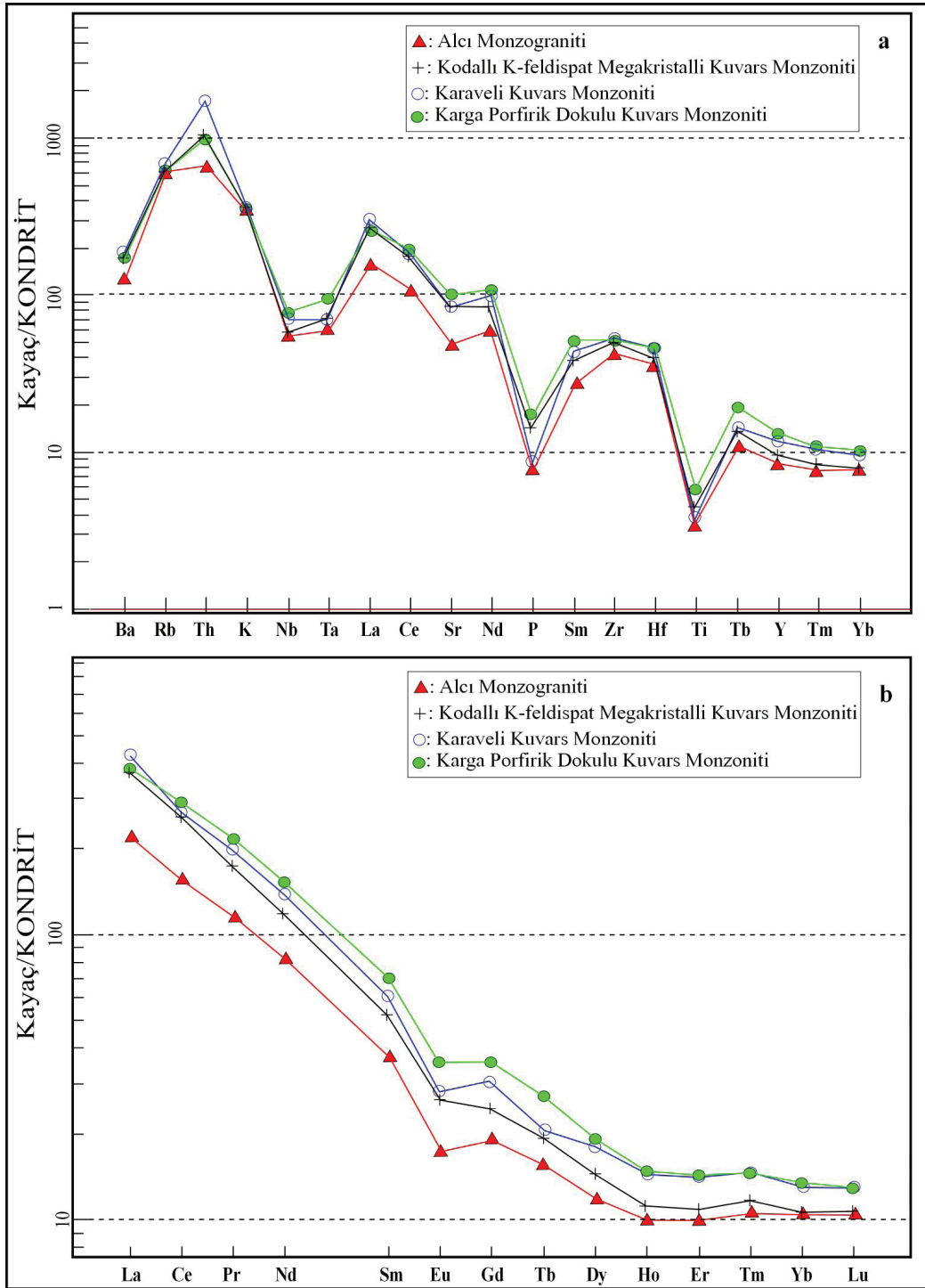
Şekil 22. Yozgat Batoliti'ne ait birimlerin bazı eser elementlerin SiO₂'ye olan değişim diyagramlarındaki konumu.
 Figure 22. The position of the units belonging to Yozgat Batholith in the variation diagrams of some trace elements to SiO₂.



Şekil 23. Yozgat Batoliti'ne ait birimlerin mineral fraksiyonlanmasını gösteren diyagramlar. **a)** Anders ve Grevesse (1989)'e göre hesaplanan Eu/Eu^* değerleri ile oluşturulan Ba - Eu/Eu^* diyagramındaki K-feldispat fraksiyonlanması (Whalen vd., 1996); **b)** Y - SiO_2 diyagramındaki biyotit fraksiyonlanması (Rollinson, 1993); **c)** Sr - SiO_2 diyagramındaki plajiyoklaz fraksiyonlanması (Rollinson, 1993). Her üç diyagramda da ok yönleri, mineral fazlarının kristallenmesindeki Rayleigh fraksiyonu görülmektedir.

Figure 23. Diagrams showing the mineral fractionation of the units belonging to Yozgat Batholith. **a)** K-feldspar fractionation in the Ba - Eu/Eu^* diagram (Whalen et al., 1996), based on Eu/Eu^* values calculated according to Anders and Grevesse (1989); **b)** Biotite fractionation in the Y - SiO_2 diagram (Rollinson, 1993); **c)** Plagioclase fractionation in the Sr - SiO_2 diagram (Rollinson, 1993). In all three diagrams, the arrow directions indicate the Rayleigh fractionation in the crystallisation of the mineral phases.

Çalışma alanında tanımlanan benzer bileşime sahip dört farklı plütonik birimin oluşumuna, magma karışımları ve kabuksal kirlenmenin birlikte etken olduğu, kısmen tüketilmiş bir magma kaynaklık etmekte olup, normalize element değerlerindeki değişimler şu şekilde açıklanabilir: Azalma gösteren elementlerden, Ba elementi, K ile birlikte davranır ve yüksek sıcaklık feldispatları, biyotit ve hornblendler tarafından tüketildiği için çalışma alanındaki birimlerde bir miktar azalması normaldir (Rollinson, 1993; Boztuğ, 2001). Nb, Ta, P, Ti elementleri, kalıcılığı yüksek elementler (KYE) olduğundan, kayaç oluşturucu ana minerallerce değil de tali minerallerce tüketilir; çalışma alanındaki birimler tali minerallerce fakirdir. Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu elementleri ağır nadir toprak elementler (ANTE) olduğundan, Eu elementinden başlayarak son katılma ürünleri olan plütonik fazlarda azalması (Eu, Sr ve Ca ile birlikte kristal yapıya girdiğinden) ilk oluşan fazlardaki kalsik plajiyoklazlarca tüketilmiş olmasındandır.



Şekil 24. Yozgat batoliti'ne ait birimlerin a) kayaç/KONDRİT'e göre normalize edilmiş eser ve REE elementlerin desenleri, b) REE'lerden hazırlanan kayaç/KONDRİT normalize edilmiş REE elementlerin desenleri.

Figure 24. Trace and REE element patterns of the units belonging to Yozgat batholith; a) normalised to rock/CONDRIITE, b) Patterns of normalised REE elements in rock/CONDRIITE prepared from REE.

Ayrıca, Anders ve Greves, 1989'a göre normalize edilmiş Eu^* değeri, 0,57 – 0,79 olduğundan yani 1,0'dan küçük olduğundan negatif anomali sunar (Rollinson ve Pease, 2021), bu da manto fraksiyonlanmasına işaret eder ve bu veri, çalışma alanındaki birimlerin YB'nin son evre üyeleri olduğunu destekler. Ancak, bileşimsel olarak bir birine çok benzeyen bu birimlerin oluşumunda, katılaşmanın bir aşamasında etken olan magma karışması ve kabuksal kirlenme nedeniyle bu desen görülmemektedir. Kayaç/KONDRİT diyagramlarında, artış gösteren elementlerden allanit minerali bünyesine giren Th elementi, birimlerdeki allanit minerallerinin bolluğu ile açıklanabilir. Ce, Nd, La, Pr elementleri ise, hafif nadir toprak elementler (HNTE) karakterli olduğundan ilk katılaşan birimlerdeki tali minerallerce tüketilmiş ve son katılaşma ürünlerinde gittikçe azalmıştır.

Jeokronoloji

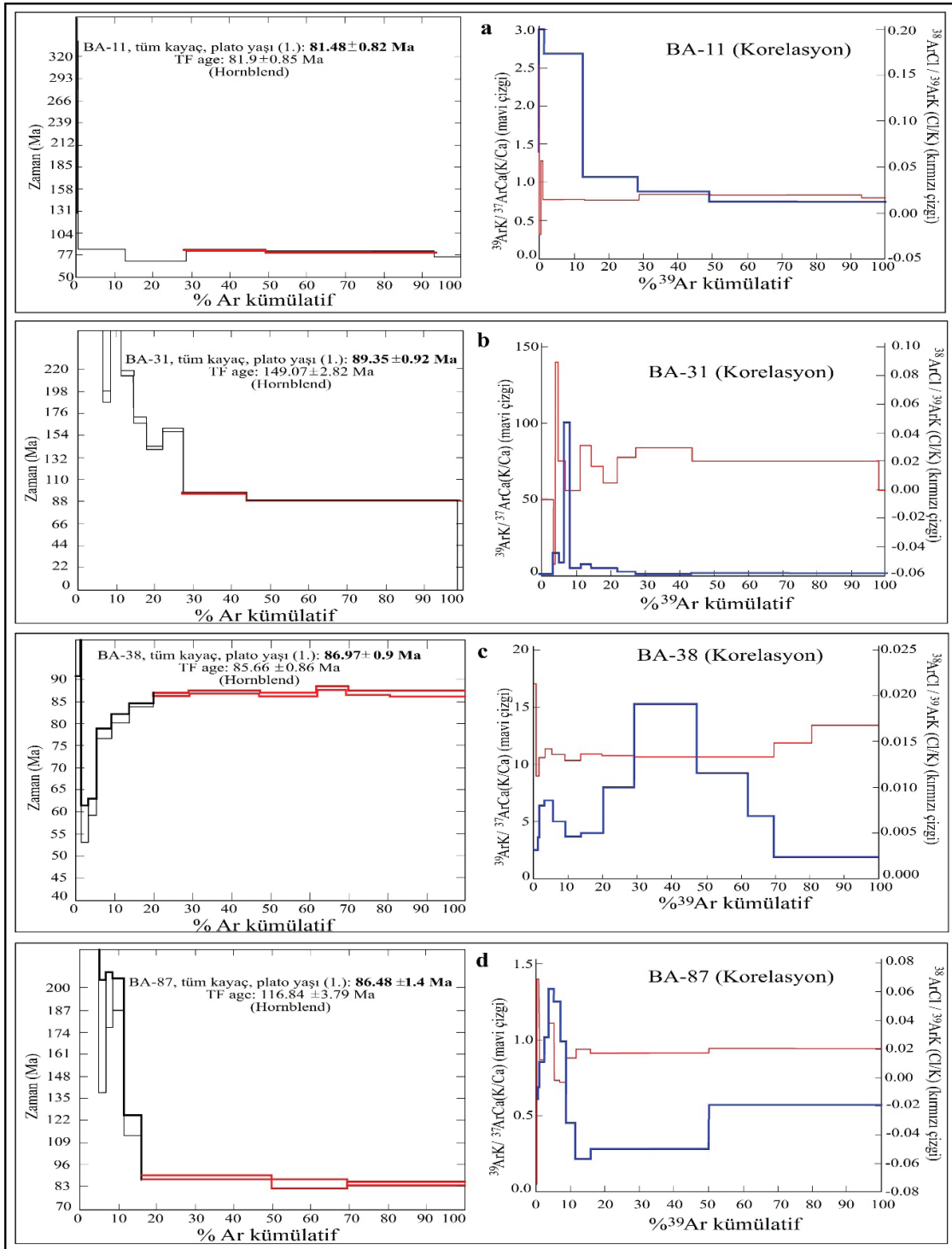
Yozgat Batoiti (YB)'nin doğu kenarını temsil eden Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti, Karaveli Kuvars Monzoniti, Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti ve Alcı Monzograniti birimlerinden tüm fazları ve çalışma alanını temsil etmesi amacıyla alınan 8 adet örnekten hornblend ve biyotit mineralleri ayrılarak $^{40}Ar - ^{39}Ar$ yaş analizi gerçekleştirilmiştir (Çizelge 3).

Çizelge 3. Yozgat Batoliti'ne ait plütonik birimlerin Ar-Ar yaş analizi verileri.

Table 3. Ar-Ar age analysis data of plutonic units belonging to Yozgat Batholith.

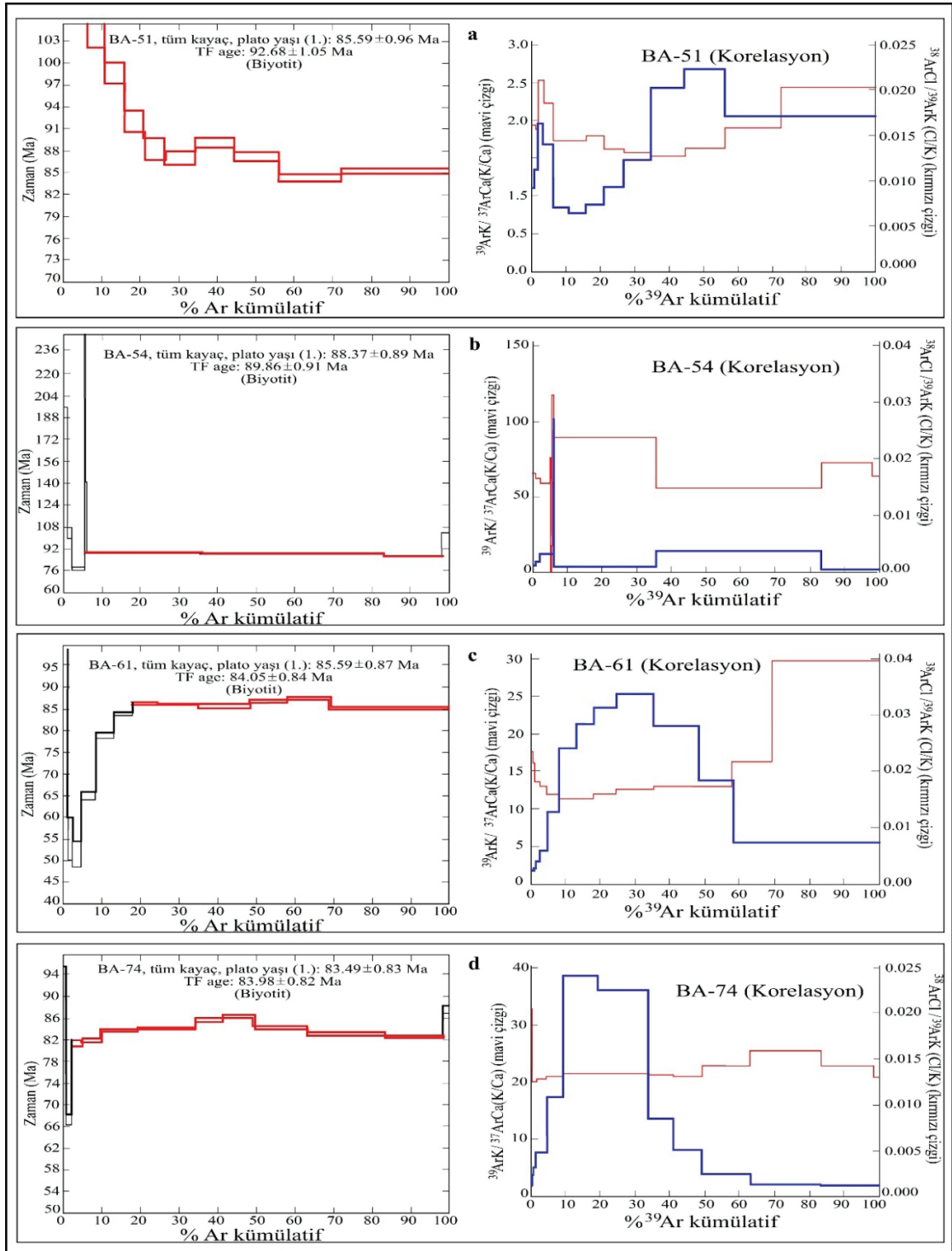
Örnek No	Birim	Ar-Ar Yaşı		
		Plato Yaşı	İzokron Yaşı	TF Yaşı
BA-11	Kodallı K-Feld. Megakris. Kuvars Monzoniti (Hornblend)	81,48± 0,82 My	80,37± 1,72 My	81,9 ± ,85 My
	Kodallı K-Feld. Megakris. Kuvars Monzoniti (Biyotit)	85,59± 0,96 My	86,09± 1,4 My	92,68 ± 1,05 My
BA-31	Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti (Hornblend)	89,35± 0,92 My	-	149,07 ± 2,82 My
BA-38	Karaveli Kuvars Monzoniti (Hornblend)	86,97±0 ,9 My	88,19± 1,32 My	85,66 ± ,86 My
BA-54	Alcı Monzograniti (Biyotit)	88,37± 0,89 My	88,58± 1,82 My	89,86 ± ,91 My
BA-61	Alcı Monzograniti (Biyotit)	85,59± 0,87 My	86,55± 1,39 My	84,05 ± ,84 My
BA-74	Alcı Monzograniti (Biyotit)	83,49± 0,83 My	84,11± 1 My	83,98 ± ,82 My
BA-87	Alcı Monzograniti (Hornblend)	86± 1,4 My	78,2± 2,23 My	116,84 ± 3,79 My

Bu yaşlandırma çalışmasında plato yaşları olarak, YB'nin doğu kenarına ait birimlerden elde edilen hornblendlerden **81,48 ± 0,82 My** – **89,35 ± 0,92 My** arası $^{40}Ar - ^{39}Ar$ plato yaşları hesaplanmış (Şekil 25), yine aynı birimlerden elde edilen biyotit minerallerinden ise, **83,49 ± 0,83 My** – **88,37 ± 0,89 My** $^{40}Ar - ^{39}Ar$ plato yaşları (Şekil 26) elde edilmiştir (Çizelge 3). Bu dört plütonik fazın katılaşma aralığı göreceli olarak bir birine çok yakın olduğundan, YB'nin doğu kenarının $^{40}Ar - ^{39}Ar$ plato yaşları, **Koniasiyen – Kampaniyen** olarak kabul edilebilir.



Şekil 25. Yozgat Batoliti'ne ait birimlere ait örneklerdeki hornblend minerallerinden elde edilen $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ jeokronolojik yaşlar.

Figure 25. $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ geochronological ages calculated from hornblende minerals in samples belonging to the units of Yozgat Batholith.



Şekil 26. Yozgat Batoliti'ne ait birimlere ait örneklerdeki biyotit minerallerinden elde edilen ^{40}Ar – ^{39}Ar jeokronolojik yaşlar.

Figure 26. ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronological ages calculated from biotite minerals in samples belonging to the units of Yozgat Batholith.

Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti'ne ait BA-11 nolu örnekten elde edilen $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ hornblend plato yaşı: $81,48 \pm 0,82 \text{ My}$ (Şekil 25) ve aynı birimdeki BA-51 nolu örnekten elde edilen biyotitten elde edilen $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ plato yaşı: $85,59 \pm 0,96 \text{ My}$ (Şekil 26) olması, biyotit oluşumundan sonra magmaya karışan, daha yüksek sıcaklığa sahip mafik magmanın ortam ısını yükseltmesi ve hornblend oluşumunun yeniden başlaması ile açıklanabilir. Birimlerin oluşumu sırasında belli aşamalarda magma karışımlarının meydana geldiği jeokimya bölümünde (Şekil 24) de izlenebilmektedir.

YB'nde yürütülen bazı çalışmalarda elde edilen yaş verileri ise şu şekilde özetlenebilir. YB'nin orta-doğu kesimlerinde yüzlek veren granitlerden elde edilen $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ hornblend yaşları: $71,6 \pm 0,3 \text{ My} - 71,7 \pm 0,2 \text{ My} - 72,4 \pm 0,2 \text{ My} - 81,2 \pm 0,5 \text{ My}$; K-feldispat minerallerinden elde edilen $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ yaşları ise: $81,3 \pm 0,2 \text{ My} - 71,1 \pm 0,2 \text{ My} - 71,6 \pm 0,2 \text{ My} - 82,4 \pm 0,3 \text{ My}$ 'dir (Işık vd., 2008).

Boztuğ vd., (2009) tarafından, YB kuzey kesimlerinde yüzlek veren lökogranitlerde yürütülen çalışmada, $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ biyotit yaşı: $79,8 \pm 0,2 \text{ My} - 79,9 \pm 0,2 \text{ My}$ olarak belirlenmiştir.

YB'nin batısında, Behrekdağ Batoliti'ne ait (Keskin, Kırıkkale GB'sı) lökogranitlerden ayrılan biyotit mineralinden edilen K-Ar yaşı ise, $69,1 \pm 1,42 \text{ My} - 71,5 \pm 1,45 \text{ My}$ olarak belirlenmiştir (Tatar vd. (2003). Bu yaş verileri, bu çalışmada elde edilen verilerle uyumludur.

PETROJENEZ ve JEODİNAMİK EVRİM

Bu çalışma ile incelenen birimler, OAKK'nin plütonik kayaç topluluğu olan OAG olarak tanımlanan (Göncüoğlu vd., 1991; Erler ve Bayhan, 1995,1996) topluluğun önemli bir üyesi olan ve birliğin orta kesimlerinde (Yozgat civarı) yer alan YB'nin (Ketin, 1955; Dalkılıç ve Erler, 1986; Erler ve Göncüoğlu,1995, ve1996) doğu kenarını temsil etmektedir.

Yozgat Batoliti Doğu Kenarı Plütonik Kayaçlarının Petrojenezi

İnceleme alanında yüzlek veren plütonik kayaçlar, kaya türü ve dokusal özellikleri bakımından Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti, Karaveli Kuvars Monzoniti, Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti ve Alcı Monzograniti olmak üzere, dört farklı birime ayrılmıştır. Ayırılan tüm plütonik fazlar, genel olarak lökokratik – mezokratik kayaç topluluğudur.

Bu kayaç topluluğunu oluşturan kompozit magma; subalkalin, Alkali-kalsik/ kalk-alkalin özellikte, ağırlıklı olarak I-tipi (Clarke, 1992, ve I ve S-tipi (Whalen vd., 1987) granitoidler karakterinde olup, metalümino bileşim (Clarke, 1992; Frost vd 2001; Manier ve Piccoli 1989) sunmaktadır.

I ve S tipi magma kaynaklarına bakıldığında: Temel prensip olarak ana element jeokimyası verilerinden molar $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ oranı ile mafik mineral topluluğuna dayandırılan sınıflamalarda; S-tipi granitoidlerin mafik mineral toplulukları peralümino karakterli biyotit, muskovit, kordiyerit, andaluzit ve granat; I-tipi granitoidlerin ise, metalümino karakterli piroksen, hornblend ve biyotit türü minerallerden oluştuğu ileri sürülmektedir (White ve Chappel, 1977; Collins vd., 1982; Pitcher, 1982; Clemens vd., 1986; Chappel ve Stephens, 1988; White ve Chappel, 1988; Craeser vd., 1991; Clarke, 1992; Pitcher, 1993; Chappel, 1996). I-tipi granitoidler; yaklaşan levha sınırları ile ilişkili olarak, kısmi ergimeye uğrayan magmatik kayaç kökenine işaret eder. S-tipi granitoidler ise; yine çarpışma alanlarında sedimanter köken kayaca işaret eder. Birimleri oluşturan magma kaynağı, Jahn vd. (1999) tarafından oluşturulan Nb/La – La/Y diyagramda ise, “ortalama alt kabuk” – “litosferik manto” bileşimi verir. Kısmi ergimeye uğrayan kıtasal levha, Anatolid Levhası'dır.

Rb – (Y+Nb) ve Nb – Y jeotektonik ortam diyagramlarında (Pearce vd., 1984), YB'ne ait dört litodemin de “Levha İçi Granitoidler” (WPG) olduğu görülmektedir. Batchelor ve Bowden (1985) tarafından önerilen R1 (4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) – R2 (6Ca+2Mg+Al) değerleri ile oluşturulan diyagramda ise, bu birimler çarpışma ve çarpışma sonrası süreçte Oluşmuştur. Burada sözü edilen çarpışma, Neotetisin Kuzey Kolu'nun Maastrichtiyen öncesi kapanması ve Anatolid Levhası ile Pontid Levhasının çarpışmasıdır.

Ana element oksitlerin SiO₂'ye göre olan değişim diyagramlarında ve eser element SiO₂ değişim diyagramlarında, Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti, Karaveli Kuvars Monzoniti, Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti ve Alcı Monzograniti birimlerinin fraksiyonel kristalleşme desenleri gözlenmektedir. Ayrıca, Anders ve Grevesse (1989)'e göre hesaplanan Eu/Eu* değerleri ile oluşturulan Ba–Eu/Eu* diyagramında (Whalen vd., 1996), K-feldispat fraksiyonlanması; Y – SiO₂ diyagramında biyotit fraksiyonlanması (Rollinson, 1993), Sr – SiO₂ diyagramında ise, plajiyoklaz fraksiyonlanması görülmektedir (Rollinson, 1993).

Eser element ve nadir toprak elementlerin (NTE), kayaç/KONDRİT normalize edilmiş dağılım diyagramlarındaki normalize element oranlarındaki değişim, fraksiyonel kristalleşme, kabuksal kirlenme ve magma karışımlarını göstermektedir.

Çalışma alanında tanımlanan benzer bileşime sahip dört farklı plütonik birimin oluşumunda, magma karışımları ve kabuksal kirlenmenin birlikte etken olduğu, Anders ve Grevesse (1989)'a göre normalize edilmiş Eu* değeri, 0,57 – 0,79 olduğundan (1,0'den küçük olduğundan negatif anomali sunar (Rollinson ve Pease, 2021) ve magma o fraksiyonlanmasına işaret eder), YB'nin son evre üyeleri olduğunu destekler.

Kompozit Yozgat Batoliti'nin genel kayaç türlerine bakıldığında; merkezde melanokratik

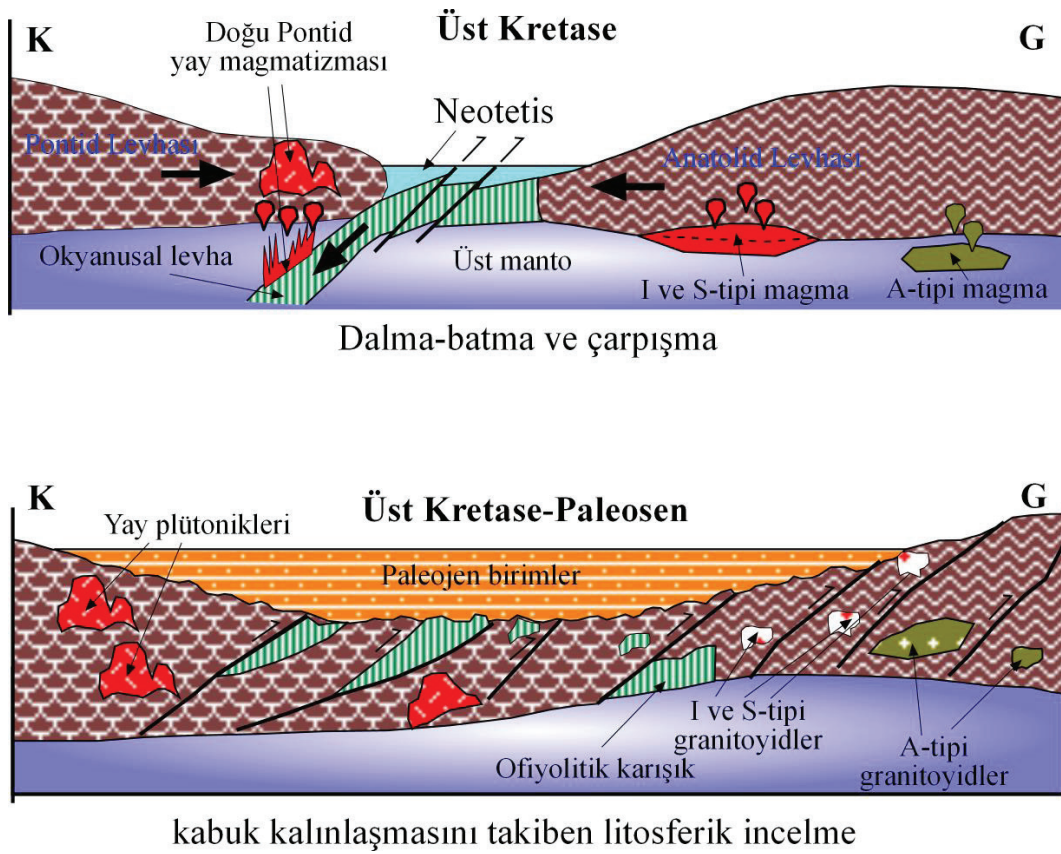
kayaçların yer aldığı, dış zonlara doğru ise, mezokratik ve lökokratik kayaçların konumlandığı görülebilmektedir. Bu zonlanma Tatar ve Boztuğ (1998a ve 2001) tarafından “Ters zonlanma” olarak tanımlanmıştır. Bu çalışma ile incelenen bölge, YB'nin en doğu ucunda yer almakta olup; kuvars monzonit ve monzogranit türü kayaçlardan ibaret olup, ters zonlanma gösteren YB'nin en dış zonunu temsil etmektedir.

Bölgenin jeodinamik evrimi

Maastrichtiyen öncesi dönemde, Pontid Levhası (PL)'nin altına ve kuzeye doğru dalan, Neotetis Okyanusunun Kuzey Kolunun kapanması sonucu, PL ile Torid–Anatolid Levhası (TAL) çarpışmış ve sıkışma rejimi hakim olmuştur (Şekil 27, Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1995; Boztuğ vd., 2009).

Bir çok araştırmacıya göre; Orta Anadolu kesimlerinde, çarpışma sonrası şekillenen havzaların olduğu ve bölge içerisinde çarpışma ile ilişkili birçok magmatik serinin varlığı ileri sürülmüştür (Göncüoğlu, 1986; Göncüoğlu vd., 1991; Göncüoğlu vd., 1993; Göncüoğlu ve Türel, 1993,1994; Eler ve Göncüoğlu, 1995, 1996; Eler vd., 1991; Akıman ve Boztuğ, 1993; Boztuğ, 1994/1995, 2000; Geven, 1992; Güleç, 1993; Tolluoğlu, 1993; Türel vd., 1993; Özkan ve Erkan, 1994; Ekici, 1997; 2001; Tatar, 1997; Tatar ve Boztuğ, 1997; Kadioğlu, 1996; Otlu, 1998; Otlu ve Boztuğ, 1998; Bozkurt ve Mittweide, 2001; Tatar ve Boztuğ, 2001; Önal vd., 2005; Boztuğ ve Arehart, 2007; Boztuğ ve Harlavan, 2008; Boztuğ vd., 2009).

OAG, genel olarak, kalkalkalen (I/H-tipi) ve alkalin (A-tipi) bileşim sergiler (Göncüoğlu vd., 1991; Aydın vd., 1998; Otlu ve Boztuğ, 1997, Otlu, 1998; Köksal vd., 2001; İlbeyli vd., 2004; Köksal vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Köksal ve Göncüoğlu, 2008; Boztuğ ve Harlavan, 2008; Orhan ve Demirbilek, 2018; Divilioğlu, 2022).



Şekil 27. Bölgenin jeodinamik modeli (Boztuğ, 1998'den yararlanılmıştır).

Figure 27. Geodynamic model of the region (based on Boztuğ, 1998).

Farklı kökeni yansıtan OAG'lerinin oluşumu, sıcak astenosferin neden olduğu litosferik delaminasyon/levha kırılma mekanizması ve kıta kabuğunun ergimesi modeliyle açıklanmıştır (İlbeyli vd., 2004; Köksal vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Boztuğ vd., 2007; Boztuğ ve Harlavan, 2008; Köksal ve Göncüoğlu, 2008).

YB'nin doğu kenarını temsil eden çalışma alanındaki I-tipi (yer yer S-tipi) plütonik birimler, PL ile çarpışan ve suture zonu oluşturan, kabuk kalınlaşması ve devamında gerilme rejimine bağlı litosferik incelmeye uğrayan, Anatolidlerin pasif kenarında yükselmiş bulunan manto malzemesinin adiyabatik dekompresyon mekanizması ile kısmi ergimeye uğraması sonucu meydana gelmiş olabilir (Boztuğ, 1998). Bu ergime modeli, Yığın/

Denge Ergimesi (Batch/Equilibrium Melting) olup, I ve S tipi magma oluşturduğu söylenebilir. Felsik magma ile karışan mafik magma getirimi ise, üst manto kaynağından, fraksiyonel ergime (Fractional/Rayleigh Melting) ile oluşmuş olabilir. Hornblend ve biyotit minerallerinden elde edilen, $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ plato yaşları dikkate alındığında, birimlerin Koniasiyen – Kampaniyen zamanından sonra bölgeye yerleştiği söylenebilir.

Şekil 27'de işaret edilen A-tip magma kaynağı ise; Üst mantonun fraksiyonel ergimesi (Fractional/Rayleigh Melting) ürünü olup, çarpışma sonrası OAG olarak tanımlanan birlik içindeki, Boztuğ (1998) tarafından tanımlanan, Dumluca, Murmana, Karakeban, Kösedag (Sivas); Hasançelebi (Malatya); Karaçayır, Davulalan

(Sivas); Egrialan, Baranadag, Hamit, Çamsarı, Durmuslu ve Bayındır (Kırşehir) birimlerini oluşturmuştur.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Çalışma alanın 1/25.000 ölçekli jeolojik haritası hazırlanmış olup, çalışmanın temel konusunu oluşturan plütonik kayalar, saha gözlemleri ile birlikte, mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri bakımından dört farklı litodeme ayrılarak adlanmış ve tanımlanmıştır. Bu plütonik birimler, Karga Porfirik Dokulu Kuvars Monzoniti, ilk katılma litodem olup, porfirik dokulu, grimsi, bej renklidir. Karaveli Kuvars Monzoniti, makrokristalin tanesal dokulu, grimsi, bej renklidir. Kodallı K-feldispat Megakristalli Kuvars Monzoniti, grimsi – pembe renkli, megakristallerin varlığıyla belirginleşen porfirik dokulu olup “mikrogranüler dokulu mafik magmatik anklav (MME) içerir. Alcı Monzograniti, son katılma ürünü olup, grimsi, bej renkli ve yer yer K-feldispat megakristalli porfirik dokulu, makrokristalin kayalardır.

YB doğu kenarına ait plütonik birimler; subalkalin, Alkali-kalsik ve kalk-alkalin, metalümino bileşimlidir. I-tipi ve bazı örneklerde I ve S tipidir. Yaklaşan levha kenarı ile ilişkili olarak, kısmi ergimeye uğrayan magmatik ve sedimanter alt kıtasal kabuk malzemesinden ve ortalama alt kabuk – litosferik manto malzemesinden türemiş, Levha İçi Granitoidler (WPG) olarak Torid – Anatolid Levhası (TAL)’nın pasif kenarında çarpışma ve çarpışma sonrası süreçte bölgeye yerleşmiştir.

Fraksiyonel kristalleşme ile birlikte eş yaşlı felsik ve mafik magmaların homojen karışımı (magma mixing) ve heterojen karışımının (magma mingling) birlikte etkili olduğu söylenebilir.

YB’nin doğu kenarına ait birimlerden ayrılan hornblendlerden $81,48 \pm 0,82 \text{ My} - 89,35 \pm 0,92 \text{ My}$ arası $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ plato yaşları elde edilmiş,

yine aynı birimlerdeki biyotit minerallerinden ise, $83,49 \pm 0,83 \text{ My} - 88,37 \pm 0,89 \text{ My}$ $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ plato yaşları elde edilmiştir. Bu dört plütonik fazın plato yaşları göreceli olarak bir birine çok yakın olduğundan, YB’nin doğu kenarının $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ plato yaşları, **Koniasiyen – Kampaniyen** olarak kabul edilebilir.

Kompozit Yozgat Batoliti’nin genel kayaç türlerine bakıldığında; merkezde daha yaşlı melanokratik kayaçların yer aldığı, dış zonlara doğru ise, daha genç mezokratik ve lökokratik kayaçların konumlandığı görülebilmektedir. Bu zonlanma Tatar ve Boztuğ (1998a ve b) tarafından “Ters zonlanma” olarak tanımlanmıştır. Bu çalışma ile incelenen bölge, YB’nin en doğu ucunda yer almakta olup; kuvars monzonit ve monzogranit türü kayalardan ibaret olup, ters zonlanma gösteren YB’nin en dış zonunu temsil etmektedir. Ters zonlanmayı oluşturan süreçler; soğuk yan kayalardan içeri doğru gelişen fraksiyonel kristalleşme, termogravitasyonal difüzyon, gravitasyonal çökme ile kristal birikimi ve asimilasyon veya kirlenme olarak ifade edilmiştir (Nabelek vd., 1986).

Farklı kökeni yansıtan OAG’nin oluşumu, sıcak astenosferin neden olduğu litosferik delaminasyon/levha kırılma mekanizması ve kıta kabuğunun ergimesi modeliyle açıklanmıştır (İlbeyli vd., 2004; Köksal vd., 2004; Kadioğlu vd., 2006; Boztuğ vd., 2007; Boztuğ ve Harlavan, 2008; Köksal ve Göncüoğlu, 2008).

YB’nin doğu kenarını temsil eden çalışma alanındaki I-tipi (yer yer S-tipi) plütonik birimler, PL ile çarpışan ve suture zonu oluşturan, kabuk kalınlaşması ve devamında gerilme rejiminine bağlı litosferik incelmeye uğrayan, Anatolidlerin pasif kenarında yükselmiş bulunan manto malzemesinin adiyabatik dekompresyon mekanizması ile kısmi ergimeye uğraması sonucu meydana gelmiş olabilir (Boztuğ, 1998). Bu ergime modeli, Yığın/Denge Ergimesi (Batch/Equilibrium Melting) olup, I ve S tipi magma oluşturduğu söylenebilir.

Felsik magma ile karışan mafik magma getirimi ise, üst manto kaynağından, fraksiyonel ergime (Fractional/Rayleigh Melting) ile oluşmuş olabilir. Hornblend ve biyotit minerallerinden elde edilen, $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ plato yaşları dikkate alındığında, birimlerin Koniasiyen – Kampaniyen zamanından sonra bölgeye yerleştiği söylenebilir.

YB'nin bileşimi, yapısal – dokusal özellikleri, katılma modeli (özellikle batolitin ters zonlanması) yaşı ve jeodinamik koşullarının daha iyi anlaşılabilmesi için, daha önce yapılmış haritalama çalışmaları ve beraberindeki veriler birleştirilerek (eksik haritalama alanları tamamlanarak) batolitin geneli hakkında özel bir çalışma yapılması önerilir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Jeoloji Yük.Müh. Başak Aydoğdu'nun “Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi (CÜBAP)” tarafından “Yüksek Lisans Tez Projesi” olarak desteklenen, yürütücüsü olduğum M-361 nolu projesi kapsamında yapılmış olup, bu çalışmadan üretilmiştir.

EXTENDED SUMMARY

The tectonic unit consisting of igneous and metamorphic rock assemblage, defined as the Central Anatolian Crystalline Complex (CACC, Göncüoğlu et al., 1991) or the Kırşehir Block (NW, Görür et al., 1984; Poisson, 1986) beginning from the E of Ankara, is bounded by the Ecemiş Fault in the SE and the Izmir-Ankara-Erzincan Suture Zone in the N (Figure 1). The plutonic rock assemblage within the Central Anatolian Crystalline Complex (Göncüoğlu et al., 1991) is defined as the “Central Anatolian Granitoids (CAG)” (Erler and Bayhan, 1995, 1996). The plutonic rock assemblage located in the central parts of the unit (around Yozgat), which is an important member of CAG, is named Yozgat Batholith (YB, Ketin, 1955; Dalkılıç and

Erler, 1986; Erler and Göncüoğlu, 1995, 1996). Yozgat Batholith (YB) is exposed over an area of approximately 2000 km² between the Yerköy – Sorgun – Şefahtli districts (Yozgat) (Figure 1).

The study area is located on the eastern edge of the YB and includes an area of approximately 300 km² on 1:25.000 scale of Yozgat I34-a3, Yozgat I34-a4, Yozgat I34-d1, and Yozgat I34-d2 map sheets (Figure 1).

In the study area, the basement of the Palaeozoic-aged Kırşehir Block Metasedimentaries is represented by the Kalkanlıdağ Metamorphite and Bozçaldağ Formation. YB cuts these metasedimentaries with a hot contact. The members of Yozgat Batholith in the study area are Karga Quartz Monzonite Porphyry, Karaveli Quartz Monzonite, Kodallı K-feldspar Megacrystalline Quartz Monzonite and Alcı Monzogranite. The Yozgat Batholith is overlain by the Upper Cretaceous-aged Artova Ophiolitic Mixture with a tectonic contact. Upper Cretaceous – Palaeocene-aged Kötüdağ Volcanite overlies these units. The sedimentary cover rocks in the study area are the Lower-Middle Eocene-aged Baraklı Formation; Upper Miocene – Pliocene-aged Kızılırmak Formation and Quaternary-aged Alluvium.

The outcropping members of Yozgat Batholith in the study area were divided into four separate units by considering their location in the field, rock characteristics, geological occurrence, structural – textural features, and mineralogical – petrographic – geochemical characters (Figures 2, 3, 8 and 9). These units are named Karga Porphyritic Textured Quartz Monzonite, Karaveli Quartz Monzonite, Kodallı K-feldspar Megacrystalline Quartz Monzonite, and Alcı Monzogranite.

Karga Porphyritic Textured Quartz Monzonite is greyish colored, phenocrystalline, and presents a distinct porphyritic texture. The dominant rock type is quartz monzonite; but also includes quartz

syenite and monzogranite (Figures 8 and 9). The minerals paragenesis in the unit are quartz, plagioclase, orthoclase, hornblende, hastingsite, titanite, xenotime, allanite, apatite, zircon, and opaque minerals.

Antirapakivi texture, poikilitic texture, and some microstructures such as zoned plagioclase, perthitic orthoclase, graphic texture, and zoned texture are observed together with some microstructures such as poikilitic texture and zoned plagioclase, indicating a homogeneous mixture of coeval mafic and felsic magmas. Argillic and sericitization type alterations have also developed within the Karga Porphyritic Textured Quartz Monzonite, which is generally holocrystalline hypidiomorphic porphyritic textured.

Karaveli Quartz Monzonite is light grey in color; granular in texture, and relatively porphyritic in texture with the presence of large orthoclase minerals in microscopic examination. The dominant rock type is quartz monzonite in general; monzonite, quartz syenite, and monzogranite (Figures 8, 9).

The minerals detected in the monzonitic rocks are quartz, plagioclase, plagioclase, orthoclase, egirinaugite, hornblende, hastingsite, biotite, titanite, xenotime, allanite, apatite, zircon, and opaque minerals.

Microstructures such as anti-rapakivi texture, zoned plagioclase, poikilitic orthoclase, and perthitic orthoclase, which indicate homogeneous mixing of simultaneously mafic and felsic magmas (magma mixing), are developed in the unit; epidotization, argillic and sericitization type alterations are also commonly observed. Karaveli Quartz Monzonite has a holocrystalline hypidiomorphic porphyritic texture.

Kodallı K-feldspar mega crystalline quartz monzonite is macroscopically grey-pink colored and porphyritic textured with widespread K-feldspar megacrysts. Although the dominant rock type is

quartz monzonite; monzonite, monzogranite, and quartz syenite type compositions were also found (Figures 8 and 9).

The minerals identified in Kodallı K-feldspar Megacrystalline Quartz Monzonite are quartz, plagioclase, orthoclase, hornblende, hastingsite, biotite, muscovite, epidote (secondary), titanite, xenotime, allanite, apatite, and zircon. Homogeneous mixing of simultaneously mafic and felsic magmas (magma mixing) microstructures, anti-rapakivi texture, needle-like apatite development, poikilitic texture, small plagioclase crystal formation within large plagioclase crystals, graphic texture, and zoned plagioclase forms were also developed. However, the presence of K-feldspar mega crystals and MME occurrences of different sizes in Kodallı K-feldspar Mega crystalline Quartz Monzonite indicate that the lithodeme was formed from a magma that was the product of heterogeneous mixing of simultaneously mafic and felsic magmas (magma migration).

When these two textural features are evaluated together; it can be said that co-aged mafic and felsic magmas formed a hybrid magma by homogeneous mixing in some parts and heterogeneous mixing in other parts, that is, magma mixing and magma mingling processes occurred simultaneously. The common degradations observed in the unit are argillic, sericitization, and obsidian, and a holocrystalline hypidiomorphic porphyritic texture has developed.

The Alcı Monzogranite, grey - pink colored unit is phenocrystalline in places and the general rock texture is fine-grained. The unit is generally monzogranite, syenogranite, and in some samples, quartz monzonite, quartz syenite, and granodiorite (Figures 8 and 9). The minerals paragenesis in the rocks of the unit are quartz, plagioclase, orthoclase, hornblende, hastingsite, biotite, epidote, titanite, xenotime, allanite, sericite apatite, zircon, and opaque minerals. In general, this phase with holocrystalline hypidiomorphic grained texture

shows a holocrystalline hypidiomorph porphyritic texture, to a lesser extent. Microstructures developed in the unit are anti-rapakivi texture, poikilitic texture, perthitic orthoclase, and zoned texture; argillic and sericite type alterations have also developed.

Aplite dykes with a thickness of about 10 – 20 cm, which cut the Kodallı K-feldspar Megacrystalline Quartz Monzonite belonging to the Yozgat Batholith, which is exposed in the region, were observed. These dykes are fine-grained, pink granite with a granular texture.

The minerals identified in the aplite dykes are fine to medium-grained quartz, plagioclase, orthoclase, hornblende, titanite, xenotime, allanite, apatite, zircon, and opaque minerals. Argillic and sericite-type alterations are observed in feldspars.

Kötüdağ Volcanite, which is within the study area, has a rhyodacite composition; the phenocrysts that can be identified in the unit are gnawed quartz, plagioclase, sanidine, orthopyroxene, hornblende minerals, and calcite xenoliths. Other rock fragments are also observed.

Plutonic units belonging to YB are subalkaline (calcalkaline, Figure 17), generally I-type, metallumino granitoids (Figure 18), formed from a hybrid magma which is the product of homogeneous (magma mixing) and occasionally heterogeneous (magma migration) mixing of co-aged mafic and felsic magmas. These plutonic units were formed in close time intervals. When the field relations of the units, the formation order in the exchange diagrams and age analysis data (Figure 25, 26; $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ geochronological age range 81.48 ± 0.82 ma – 89.35 ± 0.92 ma obtained from hornblende and biotite minerals) are evaluated together, it is seen that they were formed in the order of Karga Quartz Monzonite Porphyry, Karaveli Quartz Monzonite, Kodallı K-feldspar Megacrystalline Quartz Monzonite and Alcı Monzogranite.

Plutonic units are within plate granitoids (WPG) that occurred in the region during the collisional - post-collisional uplift orogenesis process (Koniasian – Campanian, Figure 20, 25, 26).

In the Pre-Mastrichtian period, as a result of the closure of the North branch of the Neotetis Ocean, which subducted under the Pontid Plate (PL) and northwards, the PL and the Torid-Anatolide Plate (TAL) collided and a compressional regime prevailed (Figure 27, Şengör and Yılmaz, 1981; Yılmaz et al., 1995; Boztuğ et al., 2009).

The formation of OAGs reflecting different origins has been explained by the lithospheric delamination/slab fracture mechanism caused by the hot asthenosphere and the melting model of continental crust (İlbeyli et al., 2004; Köksal et al., 2004; Kadioğlu et al., 2006; Boztuğ et al., 2007; Boztuğ & Harlavan, 2008; Köksal & Göncüoğlu, 2008).

ORCID

Başak Aydoğdu  <https://orcid.org/0009-0007-5861-627X>

Nazmi Otlu  <https://orcid.org/0000-0002-8046-8484>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Akıman, O. ve Boztuğ, D. (1993). Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı içinde yeralan alkali magmatik kayaçlar. *Hacettepe Üniversitesi'nde Yerbilimlerinin 25. Yılı Sempozyumu*, bildiri özleri.
- Alpaslan, M. (1993). *Yıldızeli yöresi (Sivas batısı) metamorfiterinin petrolojik incelenmesi* [Doktora Tezi]. Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas.
- Anders, E. & Grevesse, N. (1989). Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 197-214.
- Aydın, N. S., Göncüoğlu, M. C. & Erler, A. (1998). Latest Cretaceous magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex: Review of field, petrographic and geochemical features. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 259–268.

- Aydoğdu, B. (2010). *Yozgat batoliti doğu kenarında (Sorgun Güneyi) yer alan plütonik kayaların mineralojik-petrografik, jeokimyasal ve petrojenetik özellikleri* [Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Bailey, E.B. & Mc. Callien, W.J. (1950). Ankara Melanjı ve Anadolu Şaryajı: *MTA Dergisi*, 40, 12-17.
- Barbarin, B. (1990). Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting, *Geological Journal*, 25(3-4), 227-238. <https://doi.org/10.1002/gj.3350250306>
- Barbarin, B. (1991). Contrasted origins for the “poligenic” and “monogenic” enclave swarms in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. *Terra Abstr.* 3, 32.
- Barbarin, B. & Didier, J. (1992). Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83(1-2), 145-153. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007835>
- Batchelor, B. & Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1-4), 43-55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Bozkurt, E. & Mittwede, S. K. (2001). Introduction to the geology of Turkey – a synthesis. *International Geology Review* 43, 578–594. <https://doi.org/10.1080/00206810109465034>
- Boztuğ, D. (1994/1995). Kırşehir Bloğundaki Yozgat Batoliti doğu kesiminin (Sorgun güneyi)-petrografisi, ana element jeokimyası ve petrojenez. İstanbul Üniversitesi, Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 9(1-2), 1-20.
- Boztuğ, D. (1998). Post-collisional Central Anatolian alkaline plutonism, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 7, 145–165.
- Boztuğ, D. (2000). S-I-A type intrusive associations: geodynamic significance of synchronism between metamorphism and magmatism in Central Anatolia Turkey In *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society Special Publications*, London, 173, 441-458.
- Boztuğ, D. (2001). Granitoidlerin Ana, Eser ve Ree Jeokimyası Karakteristikleri. Boztuğ, D. ve Otlu, N., (Ed.ler), *Magmatik Petrojenez* (s.: 129-152). TÜBİTAK Lisansüstü Yaz Okulu, 7-12 Haziran 2001, Akçakoca-Düzce.
- Boztuğ, D. & Arehart, G.B. (2007). Oxygen and sulfur isotope geochemistry revealing a significant crustal signature in the genesis of the post-collisional granitoids in central Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 403–416.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R. C., Wagner, G. A., Erçin, A.İ. & Yeğingil, Z. (2007). Titanite and zircon fission-track dating resolves successive igneous episodes in the formation of the composite Kaçkar batholith in the Turkish Eastern Pontides. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 875–886.
- Boztuğ, D. & Harlavan, Y. (2008). K-Ar ages of granitoids unravel the stages of Neo-Tethyan convergence in the eastern Pontides and central Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 585–599.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R. C., Heizler, M., Ratschbacher, L., Harlavan, Y. & Tichomirova M. (2009). Timing of post-obduction granitoids from intrusion through cooling to exhumation in central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 473, 223–233.
- Chappel, B.W. & Stephens, W.E. (1988). Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, 79, 71-86.
- Chappel, B.W. (1996). Compositional variation within granite suites of the Lachlan Fold Belt: Its causes and implications for the physical state of granite magma. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, 88, 159-170 (for 1997).
- Clarke, D.B. (1992). *Granitoid Rocks*. New York, NY, USA: Chapman and Hall.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R. & White, A.J.R. (1986). Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *American Mineralogist*, 71, 317-324.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. & Chappel, B. W. (1982). Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189-200.
- Cox, K.G., Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. London, UK, George, Allen and Unwin.
- Creaser, R.A., Price, R.C. & Wormald, R.J. (1991). A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, 19, 163-166.

- Dalkılıç, B. ve Erler, A. (1986). Sarıhacılı – Divanlı – Azizli (Yozgat) Bölgesinin Jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı 1986, Bildiri Özleri Kitabı*, s.:68.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.
- Demircioğlu, R. (2014). *Gülşehir-Özkonak (Nevşehir) Çevresindeki Kırşehir Masifi ve Örtü Birimlerinin Jeolojisi ve Yapısal Özellikleri* [Yayınlanmamış Doktora Tezi]. T.C. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Didier, J. & Barbarin, B. (eds.), (1991). *Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology*. 13, Elsevier, Amsterdam.
- Divilioğlu, E. (2022). *Avanos (Nevşehir) Civarındaki Plütonik ve Subvolkanik Kayaçların Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri* [Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. T.C. Nevşehir Hacı Bektaş Veli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Ekici, T. (1997). *Yozgat Batoliti Yozgat Güneyi Kesiminin Petrolojisi* [Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas.
- Ekici, T ve Boztuğ, D. (1997). Granitoidlerdeki K-feldispat megakristallerinin Anlamı ve Önemi. *Yerbilimleri (Geosound)*, 30, 507-518.
- Ekici, T. (2001). Granitoidlerdeki K-Feldispat Megakristallerinin Genetik Anlamı. *D. ve Otlu, N., (editörler), Magmatik Petrojenez. TÜBİTAK Lisansüstü Yaz Okulu*, 7-12 Haziran 2001, Akçakoca-Düzce, 666-681.
- Erler, A. Akıman, O., Unan, C., Dalkılıç, F., Dalkılıç, B., Geven, A. ve Önen, P. (1991). Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir Masifi magmatik kayaçlarının petrolojisi ve jeokimyası. *Doğa-Tr: J. of Engineering and Environmental Sci.*, 15, 76-100.
- Erler, A. ve Bayhan H. (1995). Orta Anadolu Granitoidleri'nin genel değerlendirilmesi ve sorunları. *Yerbilimleri*, 17, 49-67.
- Erler, A & Göncüoğlu, M.C. (1995). Geologic and tectonic setting of the Yozgat Batholith. Second int. *Turkish Workshop: "Work in Prog.on the Geo. of the Turkey"*, Abst. P. 34, , Sivas, Turkey.
- Erler, A. & Göncüoğlu, M.C. (1996). Geologic and tectonic setting of the Yozgat batholith, Northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, *International Geology Review*, 38(8), 714-726.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Argulus, R. J., Ellis, D. J & Frost, C. D. (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048.
- Gençaliolu, R. (2011). *Yozgat Batoliti Kuzey Kenarında (Yozgat Güneydoğusu) Yer Alan Magmatik Kayaçların Mineralojik-Petrografik, Jeokimyasal ve Petrojenetik Özellikleri* [Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas.
- Geven, A. (1992). *Mineralogy, Petrography and geochemistry of Cefalıkağ Plütonic rocks (Kaman Region - Central Anatolia)* [Unpublished PhD Thesis]. ODTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Göncüoğlu, M.C. (1986). Orta Anadolu Masifi'nin güney ucundan jeokronolojik yaş bulgular. *MTA Dergisi*, 105-106, 111-124.
- Göncüoğlu, M. C., Toprak, V., Kuşçu, İ., Erler, A. ve Olgun, E. (1991). *Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün jeolojisi* (Rapor No: 2909). TPAO (yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, V., Yalınız, K., Olgun, E. ve Rojay, B. (1992). *Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 2: Orta Kesim* (Rapor No: 3155). TPAO (yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M. C. & Türel, T.K. (1993). Petrology and geodynamic interpretation of plagiogranites from Central Anatolian Ophiolites (Aksaray-Turkey). *Doğa-Türk Yer Bilimleri Dergisi*, 2, 195-203.
- Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak V., Olgun, E., Yalınız, K., Kuşçu İ. Köksal S. ve Dirik K. (1993). *Orta Anadolu Masifinin orta bölümünün jeolojisi* (Rapor no: 3313). TPAO.
- Göncüoğlu, M.C. & Türel, T.K. (1994). Alpine collisional - type granitoids from Western Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Jour. Of Kocaeli Univ., Earth Sci.*, No. 1, 39-46.
- Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, İ. & Şengör, A. M. C. (1984). Paleotectonic Evolution of the Tuzgölü Basin Complex, Central Turkey: Sedimentary Record of a Neo-Tethyan Closure. In Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. (Eds), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (pp.: 8467-482.). Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Güleç, N. (1993). Ağaören Granitoidinden Jeokronolojik Bulgular. *H.Ü. Yerbilimlerinin 25. Yılı Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı*.

- Hibbard, M. J. (1991). Textural anatomy of twelve magma mixed granitoid systems: In Didier, J. & Barbarin, B (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology, Development in Petrology*, 13 (pp.: 431-444), Elsevier.
- Higgins, M. D. (1999). Origin of megacrysts in granitoids by textural coarsening: a crystal size distribution (CSD) study of microcline in the Cathedral Peak Granodiorite, Sierra Nevada, California. In Castro, A., Fernandez, C & Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society, London, Special Publications*, 168, 207-219.
- HYNDMAN, R. D. (1972). PLATE MOTIONS RELATIVE TO THE DEEP MANTLE AND THE DEVELOPMENT OF SUBDUCTION ZONES. *NATURE*, 238, 263–265.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Işık, V., Lo, C.H., Göncüoğlu, C. & Demirel, S. (2008). ³⁹Ar/⁴⁰Ar ages from the Yozgat Batholith: Preliminary data on the timing of Late Cretaceous extension in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *The Journal of Geology*, 116(5), 510–526. <https://doi.org/10.1086/590922>
- İlbeyle, N., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. & Mitchell, J.vG. (2004). Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 72, 163–182.
- Jahn, B. M., Wu, F. Y., Lo, C. H. & Tsai, C. H. (1999). Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post collisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chemical Geology*, 157, 119–146.
- Kadioğlu, Y. K. (1996). *Genesis of Ağaören Intrusive Suite and Its Enclaves (Central Anatolia): Constraints from geological, petrographic, geophysical and geochemical data* [Unpublished PhD Thesis]. ODTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Kadioğlu, Y. K., Dilek, Y. & Foland, K. A. (2006). Slab break-off and syncollisional origin of the Late Cretaceous magmatism in the Central Anatolian crystalline complex. *Geological Society of America (special paper)*, 409, 381–415.
- Ketin, İ. (1955). Yozgat Bölgesinin Jeolojisi ve Orta Anadolu Masifinin Tektonik Durumu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 6(1), 1-40. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/970480>
- Köksal, S., Göncüoğlu, M. C. & Floyd, P. A. (2001). Extrusive members of postcollisional A-Type magmatism in Central Anatolia: Karahıdır volcanics, Idisdağı-Avanos area, Turkey. *International Geology Review*, 43, 683–694.
- Köksal, S., Romer, R. L., Göncüoğlu, M. C. & Toksoy, F. (2004). Timing of post-collisional H-type to A-type granitic magmatism: U–Pb titanite ages from the Alpine central Anatolian granitoids (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 93, 974–989.
- Köksal, S. & Göncüoğlu, M. C. (2008). Sr and Nd isotopic characteristics of some S-I and A-type granitoids from Central Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 111–127.
- Kuno, H. (1968). Differentiation of Basalt Magmas. In Hess, H.H. & Poldervaart, A. (Eds.), *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition* (pp.: 623-688) Interscience Publishers, New York.
- Lefebvre, C., Peters, M. K., Wehrens, P. C., Brouwer, F. M., Van Roermund, H. L. M. (2015). Thermal history and extensional exhumation of a high-temperature crystalline complex (Hırkadağ Massif, Central Anatolia). *Lithos*, 238(15), 156-173.
- Le Maitre, R. (1984). A proposal by the IUGS Sub commission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Sciences*, 31, 243-255.
- MacDonald, G.A. & Katsura, I. (1964). Chemical Composition of Hawaiian Lavas. *Journal of Petrology*, 5, 82-133.
- Manier, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635- 643
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4), 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Nabelek, P. I., Papike, J. J. & Paul, J. C. (1986). The Notch Peak Granitic Stok, Utah: Origin of Reverse Zoning and Petrogenesis. *Journal Petrology*, 27(5), 1035–1069. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.5.1035>

- Orhan, A. ve Demirbilek, M. (2018). Kapadokya bölgesi (Nevşehir, Orta Anadolu) kalk-alkalen ve alkalen plütonik/subvolkanik kayaçların petrografik ve jeokimyasal özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 61(1), 23–50. <https://doi.org/10.25288/tjb.358171>
- Otlu, N. ve Boztuğ, D. (1997). İç Anadolu alkali plütonizmasındaki Kortundağ ve Baranadağ plütonlarında (D Kaman, KB Kırşehir) silisçe aşırı doymun (ALKOS) ve silisçe tüketilmiş (ALKUS) alkali kayaç birlikteliği. Çukurova Üniversitesi'nde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, bildiri özleri, p 39-40.
- Otlu, N. (1998). *Kortundağ - Baranadağ Arası (D Kaman, KB Kırşehir) Plütonik Kayaçlarının Petrolojik İncelenmesi* (Yayınlanmamış Doktora Tezi). Cumhuriyet Üniversitesi. Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Otlu, N. & Boztuğ, D. (1998). The coexistency of the silica oversaturated (ALKOS) and undersaturated alkaline (ALKUS) rocks in the Kortundağ and Baranadağ plutons from the Central Anatolian alkaline plutonism, E Kaman/NW Kırşehir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences, special Issue on ALKALI MAGMATISM*; 7(3), 241-258.
- Önal, A., Boztuğ, D., Kurum, S., Harlavan, Y., Arehart, G.B. & Arslan, M. (2005). K-Ar age determination, whole rock and oxygen isotope geochemistry of the post-collisional Bizmişen and Caltı plutons, SW Erzincan, eastern Central Anatolia, Turkey. *Geological Journal*, 40, 457–476.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Oral, A., Özer, S., Süngümen, M. ve Tekeli, O. (1980). Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir Mas. Arasının Temel Jeolojisi (Derleme Rapor No: 6722). MTA (Yayımlanmamış).
- Özkan, H. M. & Erkan, Y. (1994). A Petrological study on a foid synte intrusion in Central Anatolia (Kayseri, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences* 3, 45-55.
- Pearce, J., A., Haris, N. B.W. & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983.
- Pitcher, W. S. (1982). Granite type and tectonic environment. In Hsu, K. (Ed.), *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, 19-40.
- Pitcher, W. S. (1993). *The nature and origin of granite*. Blackie Academic and Professional, London.
- Poisson, A. (1986). Anatolian micro-continents in the Eastern Mediterranean context: The neo-Tethysian oceanic troughs. *Sci. de la terre, Mem.*, 47, 311-328.
- Rickwood, P. C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.
- Rollinson, H.R (1993). Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, *Longman*.
- Rollinson; H & Pease, V. (2021). *Using Geochemical Data. To Understand Geological Processes, second edition*. Cambridge University Press.
- Seymen, İ. (1981a). Kaman (Kırşehir) dolayısında Kırşehir masifinin stratigrafisi ve metamorfizması. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24(2), 7-14. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/049a9571563f351_ek.pdf
- Seymen, İ. (1981b). Kaman (Kırşehir) dolayısında Kırşehir masifinin metamorfizması. *Türkiye Jeoloji Kurumu 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı "İç Anadolunun Jeolojisi simpozyumu"* 12-15.
- Seymen, İ. (1982). *Kaman dolayında Kırşehir masifinin jeolojisi* [Yayımlanmamış Doçentlik Tezi]. İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, İstanbul.
- Streichisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Şenel, M. (2002). *1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Kayseri Paftası* (Şenel, M. (Edt.)) Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4) 181-241. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90275-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90275-4)
- Tatar, S. (1997). *Yozgat Batoliti Şefaati Kuzey Kesiminin (Güney Yozgat) Petrolojik İncelenmesi* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Tatar, S. ve Boztuğ, D. (1997). Yozgat Batoliti GB kesiminde (Şefaati-Yerköy arası) FC ve magma mingling/mixing süreçlerinin kanıtları. Çukurova Üniversitesi'nde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Bildiri özleri, s.215, Adana.
- Tatar, S. ve Boztuğ, D. (1998a). Kompozit Yozgat Batoliti'ndeki I/H_{LO} tipi monzonitik birlikte fraksiyonel kristalleşme ve asimilasyon – fraksiyonel kristalleşme ile oluşmuş ters zonlanma. *51. Türkiye Jeoloj Kurumu Kurultayı Bildiri Özleri*, (s. 35-37.). 16-20 Şubat 1998, Ankara.

- Tatar, S. & Boztuğ, D. (1998b). Fractional Crystallization and Magma Mingling/Mixing Processes in the Monzonitic Association in the SW Part of the Composite Yozgat Batholith (Yozgat Batholith (Şefaati-Yerköy, SW Yozgat). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7(3), 215-230.
- Tatar, S. & Boztuğ, D. (2001). Batolitlerde Normal ve Ters Zonlanma. Boztuğ, D. ve Otlu, N., (Ed.ler), *Magmatik Petrojenez. TÜBİTAK Lisansüstü Yaz Okulu* (s.: 643-665). 7-12 Haziran 2001, Akçakoca-Düzce,
- Tatar, S., Boztuğ, D., Harlavan, Y. & Arehart, G.B. (2003). Kompozit Behrekdağ Batoliti: İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı Boyunca Anatolid-Pontid Çarpışmasının Kırıkkale İli –Hirfanlı Barajı Arası Kesimindeki magmatik Kanıtı. 56. *Türkiye Jeoloj Kurumu Kurultayı Bildiri Özleri*, (s.: 28).
- Tiryaki, C. (2012). *Yozgat batolitini oluşturan lökograditlerin ve Yozgat volkanitlerinin petrolojisi* [Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Tolluoğlu, A.Ü. (1986). *Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir yöresinde) petrografik ve petrotektonik incelemeler* [Yayınlanmamış Doktora Tezi]. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Tolluoğlu, A.Ü. (1987). Orta Anadolu Masifi Kırşehir Metamorfitlerinin (Kırşehir kuzeybatısı) petrografik özellikleri. *Doğa Bilim Derg. Müh. Ve Çevre Derg.* 11(3), 344-361.
- Tolluoğlu, A.Ü. (1990). Orta Anadolu Masifi Kırşehir Metamorfitlerinin (Kırşehir kuzeybatısı) petrografik özellikleri. *Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Derg. Seri-A. Yerbilimleri*, 6-7(1-2), 3-25.
- Tolluoğlu, A.Ü. (1993). Kırşehir masifini kesen felsik intrüzyonların (Kötüdağ ve Buzlukdağ) Petrografik ve Jeokimyasal Karakterleri. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 16, 19-41.
- Türel, T. K., Göncüoğlu, M. C., ve Akıman, O. (1993). Ekecik granitoidinin petrolojisi ve kökeni (Orta Anadolu Kristalin Karmaştığı Batısı). *H.Ü. Yerbilimleri 25. Yılı sempozyumu. Bild. Özl.*
- Tüvar, O. (2015). *Yozgat-Yerköy Doğusunun Mineralojik, Petrografik Ve Jeokimyasal İncelenmesi* [Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Tüysüz, O., Dellaloğlu, A. A. (1992). Çankırı havzasının tektonik birlikleri ve jeolojik evrimi. *Türkiye 9. Petrol Kongresi Kitabı*, 333-349.
- Tüysüz, O., Dellaloğlu, A. A. & Terzioğlu, N. (1995). A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of Northern Turkey. *Tectonophysics* 243, 173-191.
- Vache, R. 1963. Akdağmadeni kontakt yatakları ve bunların Orta Anadolu Kristaline karşı olan jeolojik çerçevesi. *MTA Dergisi*, 19, 22-36.
- Vernon, R. H. (1984). Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309, 438-439.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. & Chappell, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to mineralogy and petrology*, 95, 407-419.
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Robert, F. & Garipey, C. (1996). Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians. *Journal of Petrology*, 37(6), 1463-1489.
- White, A. J. R. & Chappel, B. W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- White, A. J. R. & Chappel, B. W. (1988). Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, 79, 169-181.
- Whitney, D. L., Teyssier, C., Dilek, Y. & Fayon, A. K. (2001). Influence of orogen-normal collision vs. wrench-dominated tectonics on metamorphic P-T-t paths, Central Anatolia Crystalline Complex, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 19(4), 411-432.
- Yalınz, K. M., Floyd, P. & Göncüoğlu, M. C. (1996). Suprasubduction zone ophiolites of Central Anatolia: geochemical evidence from the Sarıkaraman ophiolite, Aksaray, Turkey. *Mineralogical Magazine*, 60, 697-710.
- Yalınz, M. K. ve Göncüoğlu, M. C. (1998). Orta Anadolu ofiyolitlerinin genel jeolojik özellikleri ve dağılımı. *Yerbilimleri*, 19(2), 19-30.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D. (1994). Granitoid petrojenezinde magma mingling/mixing kavramı. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 44-45, 1-20.
- Yılmaz, A., Uysal Ş., Bedi, Y., Yusufoğlu, H., Havzoğlu, T., Ağan, A., Göç, D. ve Aydın, N. (1995). Akdağ Masifi ve Dolayının Jeolojisi. *MTA Dergisi*, 117, 125-138.



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 Editörlükçe 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. Yayımda 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. Yayımda 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 Hüsnuoğlu, H. (2022a). Makale Adı 1. *Sürelî yayının/derginin adı (kısaltılmamış)*, Cilt No(Sayı No), sayfa numaraları. Varsa DOI bilgisi

Ahmetoğlu, A. ve Hüsnuoğlu, 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 Hüsnuoğlu, 2022a)

Metin içinde yazılması gerekiyorsa: Ahmetoğlu ve Hüsnuoğlu (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 kütleli 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 dizininin 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. Erdiñ 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 TÜBİTAK - 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.*, yayımlanacak 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, siyasal 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 kimseyle 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 gerekiyorsa 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 işlemi 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 Etüdlr 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

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

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

B. If the article has two authors

Parenthetical 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

Parenthetical 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

Paranthetical 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. & Hüsünüoğlu, H. (2022a). Article 1. *Full Name of Journal*, Vol.(No), pages. DOI number (if available)

Ahmetoğlu, A. & Hüsünüoğlu, H. (2022b). Article 2. *Full Name of Journal*, Vol.(No), pages. DOI number (if available)

Citations in the text:

Paranthetical citations: (Ahmetoğlu & Hüsünüoğlu, 2022a)

Narrative citations: Ahmetoğlu & Hüsünüoğlu (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 eklemli kaya kütleli 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.

Evaluation Process:

Preliminary Check (before reviewer assessment): Firstly, manuscripts submitted to *Geol. Bull. Turkey* are reviewed by the chief editor for suitability in terms of the aims and scope of the journal. If manuscripts do not abide by the aim and scope of the journal, they are rejected within 15 days maximum and information is sent to the author. Manuscripts which are suitable for the aim and scope are first investigated for spelling, language and expression and study plan before reviewer assessment. Authors of manuscripts which are inadequate in this regard will be requested to revise the manuscript. During assessment, authors are responsible for responding to the opinions, recommendations and criticisms of the editor and reviewers. The authors must respond to questions asked based on reviewer opinions, assess opinions and recommendations, and provide positive or negative responses to criticisms with evidence in a detailed letter to the editor. Academic etiquette must be used in the letter, personal discussions should be avoided. If a corrected copy of manuscripts with revision requested in line with reviewer opinions is not received without a valid reason within 30 days, the editor reserves the right to reject the manuscript when it is re-submitted. After revisions, the revised manuscript may be sent by the editor for reviewer assessment again or may be directly accepted or rejected by the editor.

Peer Review Process: Manuscripts found suitable for peer review after investigating the content of all sections will be sent to the reviewers. However, articles that are not suitable for peer review for any reason will be rejected with the editor's assessment report. Information will be given to the authors within 15 days. Manuscripts sent for reviewer assessment will be sent to at least three reviewers by the editor from within or outside the journal pool according to content and area of expertise. Care will be taken about elements within the scope of conflict/conflict of interest mentioned above when determining reviewers for manuscripts. Reviewers must guarantee that they will not share any information or documents related to the review process with anyone. The duration for the review process is 30 days. Revision recommendations from the reviewers or editor must be completed by the authors within 30 days. Reviewers will investigate corrections on the article and decide on suitability or if necessary, request more revisions. The review result and opinions of reviewers will be investigated by the editor within maximum 15 days. As a result of the investigation, the editor will communicate the final decision about the manuscript to the author. Rejected manuscripts will be archived.

Article Withdrawal: Author(s) who wish to withdraw their manuscript during assessment must communicate a memo related to the topic with wet signature to the publication board via the journal email address tjbdergi@gmail.com. The Publication Board will investigate the withdrawal request and respond within maximum 15 days. Author(s) of manuscripts with request denied by the Publication Board will not be able to send their manuscript to another journal. If the author(s) become aware of any mistakes or errors related to the study after publication, in the early submission or review stages, they are obliged to cooperate with the journal editor. The author(s) must have the right to use any data which does not belong to themselves and must have documents showing necessary permissions related to the research/analysis.

The editors carefully manage processes to ensure development of the journal and increase the quality of published studies. In situations with suspicions raised about copyright or plagiarism for any manuscript in the publication stage, review stage or as unpublished manuscripts, the Publication Board of *Geol. Bull. Turkey* will begin an investigation related to the manuscript. If the investigation identifies copyright and plagiarism suspicions related to the manuscript, the Publication Board will withdraw the manuscript in the review stage making a detailed explanation and report to the author(s) within 15 days.

Confidentiality: All personal information in the *Geol. Bull. Turkey* system is used for scientific purposes and will not be shared with third parties.

Disclaimer: The chief editor and Publication Board members are not responsible for the opinions of authors or manuscript content. The authors are responsible for the ethical originality and possible errors in their manuscripts. The authors are responsible for all errors before final reading (proofreading) and that may occur when formatting pages. Errors occurring after final proofreading are the responsibility of the journal authorities.

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2024 Cilt 67 Sayı 3
August 2024 Volume 67 Issue 3

Okan Tüysüz, Caner Balkaya

Sarıyer Şile Bindirmesi ve İstanbul Paleozoyik İstifinin Yapısal Konumu Hakkında Düşündürdükleri

Sarıyer-Şile Thrust and Implications for the Structural Position of the Istanbul Palaeozoic Sequence...291

Ezher Tagliasacchi, Mine Sezgül Kayseri-Özer, Raif Kandemir

Anadolu'nun MIS 9 Karasal Karbonat Kayıtları ve Paleoiklimsel Çıkarımlar: Örtülü/Sarıkavak (Afyon), Karahallı (Uşak) ve Bahçecik (Gümüşhane)

The MIS 9 Terrestrial Carbonate Records in Anatolia and their Palaeoclimatic Implications at Örtülü/Sarıkavak (Afyon), Karahallı (Uşak) and Bahçecik (Gümüşhane).....319

Fatma Gültekin, Esra Hatipoğlu Temizel, Nergis Erdoğan

Mineralli Suların Sağlık ve Ekonomik Açından Önemi: Ciritdüzü (Şavşat-Artvin) Mineralli Su Kaynağı Örneği

Health and Economic Importance of Mineral Waters: A Case Study of Ciritdüzü (Şavşat-Artvin) Mineral Water Spring.....339

Didem Kıray, Mustafa Kuşcu, Oya Cengiz

Karadoru ve Karaköy (Biga Yarımadası, Çanakkale) Arasındaki Pb-Zn-Cu Cevherleşmelerinin Kökeni, Jeokimyası ve Kükürt İzotop Oranları

Origin, Geochemistry and Sulfur Isotope Ratios of Pb-Zn-Cu Mineralization between Karadoru and Karaköy (Biga Peninsula, Çanakkale).....361

Başak Aydoğdu, Nazmi Otlu

Yozgat Batoliti Doğu Kenarı Plütonik Kayaçlarının Mineralojik – Petrografik, Jeokimyasal ve Petrojenetik Özellikleri

Mineralogical – Petrographic, Geochemical and Petrogenetic Properties of Plutonic Rocks located on the Eastern Edge of Yozgat Batholith, Türkiye369

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 Yenışehir, 06410 Ankara
Tel: (0312) 434 36 01
Faks: (0312) 434 23 88
E-Posta: tjb@jmo.org.tr
URL: <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb>

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: <https://dergipark.org.tr/en/pub/tjb>