TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Mayıs 2025 Cilt 68 Özel Sayı May 2025 Volume 68 Special Issue **ISSN 1016-9164**



Özel Sayı / Special Issue

Cumhuriyetimizin 100. Yılında Yerbilimleri Kollokyumu / Geology Colloquium on the 100th Anniversary of the Republic

Misafir Editör / Guest Editor: Mete HANÇER, Cahit HELVACI

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 Seçkin GÜLBUDAK D. Malik BAKIR Düzgün ESİNA Özgür DEĞİRMENCİ Zeynel Abidin GÖK Burcu GÖRBİL Başkan / President İkinci Başkan / Vice President Yazman / Secretary Sayman / Treasurer Mesleki Uygulamalar Üyesi / Member of Professional Activities Sosyal İlişkiler Üyesi / Member of Social Affairs Yayın Üyesi / Member of Publication

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ Geological Bulletin of Turkey Yayım Kurulu / Publication Board

Baş Editör / Editor in Chief Erdinç YİĞİTBAŞ eyiqitbas@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

Sercan Hamza BAĞLAMA

Editör Kurulu / Editorial Board

AKSOY Ercan (Elazığ, Türkiye) ALDANMAZ Ercan (Kocaeli, Türkiye) BABA Alper (İzmir, Türkiye) BOULTON, Sarah J. (Plymouth, Birleşik Krallık) BOZKURT Erdin (Ankara, Türkiye) ÇEMEN, İBRAHİM (Alabama, ABD) EKİNCİ, Yunus Levent (Bitlis, Türkiye) EYÜBOĞLU Yener (Trabzon, Türkiye) GÜRSOY Halil (Sivas, Türkiye) HELVACI Cahit (İzmir, Türkiye) KAYSERİ-ÖZER Mine Sezgül (İzmir, Türkiye) KAZANCI Nizamettin (Ankara, Türkiye) NAZİK Atike (Adana, Türkiye) ÖZDEN Süha (Çanakkale, Türkiye) ÖZKUL Mehmet (Denizli, Türkiye) ÖZSAYIN, Erman (Ankara, Türkiye) PARLAK Osman (Adana, Türkiye) ROJAY Bora (Ankara, Türkiye) SEYİTOĞLU Gürol (Ankara, Türkiye) SÖZBİLİR Hasan (İzmir, Türkiye) TATAR, Orhan (Sivas, Türkiye) ÜNLÜGENÇ Ulvi Can (Adana, Türkiye) YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye) YALÇIN Gürhan (Antalya, Türkiye) YILMAZ İsmail Ömer (Ankara, Türkiye) ZABÇI, Cengiz, (İstanbul, Türkiye)

Yazışma Adresi TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası PK. 464 Yenisehir. 06410 Ankara			<i>Corresponding Address</i> UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey PO Box 464 Yenisehir, TR-06410 Ankara			
Tel: (0312) 434 36 01			Phone: +90 312 434 36 01			
Faks: (0312) 434 23 88			Fax: +90 312 434 23 88			
E-Posta: tjb@jmo.org.tr			E-Mail: tjb@jmo.org.tr			
URL: https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb		g.tr/tr/pub/tjb	URL: https://dergipark.org.tr/en/pub/tjb			
Yayın Türü	:	Yaygın Süreli Yayın				
Yayının şekli / Frequency	:	Yılda 3 sayı (Türkçe -İngilizce) / 3 issues per year (Turkish - English)				
Yayın Sahibi	:	TMMOB JMO Adına Hüseyin ALAN				
Sorumlu Yazı İşleri Müdürü	:	Hüseyin ALAN				
Yayının İdari Adresi	:	Hatay 2 Sokak No: 21 Kocatepe / Ankara Tel: 0 312 432 30 85 Faks: 0 312 434 23 88				
Baskı (Printed by)	:	ERS Matbaacılık Kazım Karabekir Cad. Altuntop İshanı No: 87/7 İskitler / Ankara Tel: 0 312 384 54 88				
Baski Tarih	:	Mayıs 2025				
Baskı Adedi	:	500				

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Mayıs 2025 Cilt 68 Özel Sayı May 2025 Volume 68 Special Issue

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Yücel Yılmaz, Ömer Feyzi Gürer, Erdinç Yiğitbaş 2023 Kahramanmaraş Deprem Fayları üzerinde Gözlemler ve Değerlendirmeler Field Data and Some Thoughts on the 2023 Kahramanmaraş Earthquakes Faults
Elif Akgün, Mustafa Softa, Serap Çolak Erol, Ercan Aksoy, Serkan Gürgöze, Fikret Koçbulut, Hasan Sözbilir, Orhan Tatar 6 Şubat 2023 Kahramanmaraş Pazarcık (Mw: 7,7) depremi ışığında Doğu Anadolu Fay Zonu Erkenek Segmentinin Kinematik Analizi The Kinematics of Active Crustal Deformation in the Erkenek Segment of the Eastern Anatolian Fault Zone Using Comprehensive Surface Rupture Analysis from the February 6, 2023 Earthquake (Mw 7.7)
Cahit Helvacı Geology, mineralogy and depositional setting of the Beypazarı Trona (Natural Soda) Deposit (Ankara, Türkiye) Beypazarı Trona (Doğal Soda) Sahasının Jeolojisi, Mineralojisi ve Depolanma Ortamı, Ankara, Türkiye
Cahit Helvacı, Murat Hatipoğlu, Daniele Passeri, Neşat Konak, Eyyüp Hikmet Kınacı The Origin of Oltu Stone (Turbostratic Carbon) from the Olur-Tortum Area: A Natural Composite Carbonaceous Material (Erzurum, Türkiye) Olur-Tortum Bölgesindeki Oltu Taşının (Turbostratik Karbon) Kökeni: Karbonlu Doğal Bir Kompozit Malzeme, Erzurum, Türkiye
Fuzuli Yağmurlu Antalya-Çıralı (GB-Anadolu) Yöresinde Bulunan Doğalgaz Emarelerinin Kökeni ve Doğu Akdeniz Bölgesinin Jeolojik Yapısı İçindeki Konumu ve Önemi The Origin of Natural Gas Seeps in the Antalya-Çıralı Region (SW-Anatolia) and Their Location and Importance Within the Geological Setting of the Eastern Mediterranean Region
Ekin Kıran, Cem Kıncal Mansuroğlu Mahallesi (Bayraklı-İzmir) Alüvyonel Zeminlerin Sıvılaşma Potansiyeli Liquefaction Potential of Alluvial Soils in Mansuroglu District (Bayrakli-Izmir)
Mehmet Özkul, Arzu Gül, Barış Semiz, Tamer Koralay, Savaş Topal, Ali Gökgöz, Hülya Özen, Hüseyin Erten, Mete Hançer, Halil Kumsar1 Denizli İlinin (GB Türkiye) Jeoçeşitliliği ve Önemli Jeositleri Geodiversity and Significant Geosites of the Denizli Province (SW Türkiye)
Çetin Yeşilova, Bilal Aranlı Gölsel Seviye Değişimleri ve Volkanizmanın, Eşzamanlı Oluşan Traverten ve Tufalar Üzerine etkileri; Heybeli Traverten ve Tufaları (Adilcevaz, Bitlis) Effects of lacustrine level changes and volcanism on synchronously-formed travertines and tufas; Heybeli travertines and tufas (Adilcevaz, Bitlis)
Çetin Yeşilova, Şükriye Başak Yeğen Tazekent (Diyadin, Ağrı) Travertenlerinin Oluşum Koşulları ve İlk İlklimsel Kanıtları Formation Conditions of Tazekent (Diyadin, Ağrı) Travertines and First Climatic Evidence

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 JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI Chamber of Geological Engineers of Turkey

Kolokyum Onursal Başkanının Açılış Konuşması

Değerli Meslektaşlarım ve Dostlarım,

Jeoloji Mühendisleri Odası İzmir Şubesi, Kurtuluş Savaşı'nın taçlandırıldığı İzmir'de Türkiye Cumhuriyeti'nin kuruluşunun 100. yıl dönümünü anmak üzere 26-28 Ekim 2023 tarihleri arasında bir dizi bilimsel etkinlik düzenlerken onursal başkanlık yapmam için beni davet etti. Bu değerli görevi kabul etmekten mutluluk duydum.

Türkiye Cumhuriyeti'nin 100. yılı, sıfırdan kurulduğu ve hızla gelişen ulusların paylaştığı değerleri benimseyerek aynı yönde hızla ve istikrarlı bir şekilde ilerlemeye başladığı için büyük bir kutlamayı hak ediyor. Ancak amacımız bu hedefe mümkün olduğunca çabuk ulaşmak olmalıdır. Bunun ülke çapında özveri ve gayretli çabalarla başarılabileceğinin bilincindeyiz.

Türkiye'de nispeten geç başlamış olsa da jeoloji bilimleri, hızlı ve önemli ilerleme kaydeden bilimsel alanlar arasındadır. Gelişimi Türkiye Cumhuriyeti'nin kuruluşu ve büyümesiyle uyumludur. Kısa bir süre içinde ümit verici ilerlemeler kaydedildi. Bu dönemde jeoloji bilimi eğitimi ve araştırması sunan kurumların coğrafi dağılımı ve sayısı da önemli ölçüde arttı. Ancak önceliğimiz her zaman nicelik ve niteliğin eş zamanlı ilerlemesi olmalıdır. Uluslararası ortak projeler ve konferanslardaki belirgin artış bu yöndeki ilerlemeyi güçlü bir şekilde göstermektedir. Bu nedenle, Türkiye Cumhuriyeti'nin 100. yılını anmak için düzenlenen Yer Bilimleri Kolokyumunun değerli bir katkı sağlayacağına inanıyorum. Ayrıca ülkenin dört bir yanından çok sayıda meslektaşımın katılımının bu toplantının başarısını sağlayacağından eminim.

Tüm katılımcılara bu işbirlikçi ve sıcak buluşma için en içten saygılarımı iletmek istiyorum.

Sevgi ve saygılarımla

Prof. Dr. Yücel Yılmaz Emekli Jeoloji Profesörü

ORCID: https://orcid.org/0000-0002-4851-0822

Opening Speech of Honorary President of Colloquium

Dear Colleagues and Friends!

The İzmir branch of the Chamber of the Geological Engineers invited me to serve as honorary chairman while organizing a series of scientific events from October 26 to 28 2023 to commemorate the 100th anniversary of the establishment of the Republic of Turkey in İzmir where the War of Independence was crowned. I was pleased to accept this esteemed duty.

The 100th anniversary of the Turkish Republic deserves a big celebration, as it was founded from the ground up and began to progress rapidly and steadily in the same direction by embracing the values shared by rapidly developing nations. However, our aim should be to accomplish this goal as swiftly as possible. We know this can only be achieved through nationwide dedication and diligent efforts.

Although they began relatively late in Türkiye, geosciences are among the scientific fields that have made rapid and significant progress. Their development aligns with the establishment and growth of the Turkish Republic. Promising advances have been achieved within a short time. The geographic distribution and the number of institutions offering geoscience education and research have also increased significantly during this period. However, our priority should always be the simultaneous advancement of quantity and quality. The notable rise in international joint projects and conferences strongly indicates progress in this direction. Therefore, I believe that the Earth Sciences Colloquium to commemorate the 100th anniversary of the Turkish Republic will provide a valuable contribution. I am also confident that the participation of numerous colleagues from all over the country ensure the success of this meeting.

I want to extend my warmest regards to all participants for a collaborative and warm gathering. With affection and respect

> Prof. Dr. Yücel Yılmaz Emeritus Professor of Geology

ORCID: https://orcid.org/0000-0002-4851-0822

ÖNSÖZ

Türkiye Jeoloji Bülteni "Cumhuriyetimizin 100. Yılında Yerbilimleri Kolokyumu" Özel Sayısı

26-28 Ekim 2023 tarihleri arasında TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İzmir Şubesi tarafından Prof. Dr. Yücel Yılmaz'ın onursal başkanlığında "Cumhuriyetimizin 100. Yılında Yerbilimleri Kolokyumu" gerçekleştirilmiştir.

Kolokyumda; ülkemizin jeolojik sorunlarına çözüm üretmeye yönelik farklı alanlarda yapılmış bilimsel çalışmaların bir araya getirilmesi amacı ile Türkiye Jeoloji Bülteni'nde bir Özel sayısı yayınlanması kararlaştırılmıştır. Ülkemiz, depremsellik, fay sistemleri, jeotermal potansiyel, maden yatakları ve mühendislik jeolojisi gibi jeolojinin farklı disiplinlerini içeren konuların bir arada bulunduğu nadir coğrafyalarından birine sahiptir. Bültenin bu özel sayısında jeolojinin farklı konularının bir arada bulunduğu 9 adet bilimsel çalışmaya yer verilmiştir.

Yılmaz vd., 2023 Kahramanmaraş Deprem Fayları üzerinde Gözlemler ve Değerlendirmeler adlı makalelerinde 6 Subat 2023 yılında meydana gelen ve asrın felaketi olarak anılan Kahramanmaraş depremlerini olusturan fayların bölgesel tektonik rejim içindeki yerini tartışmışlardır. Depremlerin; Doğu Anadolu Transform Fayı, Ölü Deniz Transform Fayı, Antakya Transform Fayı, Sarız-Saimbeyli Mega Makaslama Zonu fayları, Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı fayları ve Karasu Grabeni'nin sınır faylarının bölgedeki etkileşimlerinin depremlerin büyüklüğünü arttırdığını ileri sürmüslerdir. Makalede Sarız-Saimbeyli Makaslama Zonu adıyla yeni bir tektonik bölge tanımlamışlardır.

Akgün vd., 6 Şubat 2023 Kahramanmaraş Pazarcık (Mw: 7,7) depremi ışığında Doğu Anadolu Fay Zonu Erkenek Segmentinin Kinematik Analizi başlıklı makalelerinde; DAFZ'nin güney kolu üzerinde meydana gelen 6 Subat 2023 Pazarcık depreminde (Mw: 7,7), Erkenek Segmenti üzerinde gelisen vüzev kırığının Çelikhan (Adıyaman) yakınlarındaki bölümü üzerinde gerceklestirilen detaylı jeolojik, paleosismolojik ve haritalama calısmalarının ön bulgularını pavlasmıslardır. Buna göre: Celikhan kesiminde 50 cm düşey atımın eşlik ettiği maksimum sol yanal yer değiştirme miktarı 3,25 m olup Çelikhan'ın kuzeydoğusunda sol yanal yer değiştirmenin sönümlenmektedir. Ayrıca Erkenek segmenti boyunca fay düzlemlerinden ölçülen kayma verilerinin kinematik analiz sonuçlarına göre, segmentin geometrisi ile uyumlu deformasyon yaklaşık KD-GB ve KKB-GGD doğrultulu sıkışma gerilmesiyle ilişkili doğrultu atımlı tektonik rejim altında gelişmiştir.

Helvacı, Geology, mineralogy and depositional setting of the Beypazarı Trona (Natural Soda) Deposit (Ankara, Türkiye) başlıklı makalesinde Beypazarı Neojen havzasının farklı sektörlerindeki tortul istifini incelemiş, istifin içerisinde yer alan trona, linyit ve bitümlü şeyl ile sodyum sülfat ve jips seviyelerinin detayına değinilmiş ve havzanın depolanma ortamı hakkında bilgiler sunulmuştur.

Helvacı vd., Olur-Tortum Bölgesindeki Oltu Taşının (Turbostratik Karbon) Kökeni: Karbonlu Doğal Bir Kompozit Malzeme, Erzurum, Türkiye başlıklı makalesinde ise ülkemizin en önemli turbostratic karbonlu malzemesi olan Oltu taşının jeolojik, mikroyapısal, oksijen izotopik ve termogravimetrik incelemesini yapmışlardır. Çalışmada karbonlu Oltu taşı malzemelerinin fosil reçine veya fosilleşmiş ağaçtan türetilen kehribar malzemesi olmadığı sonucuna varmışlardır.

Yağmurlu, Antalya-Çıralı (GB-Anadolu) Yöresinde Bulunan Doğalgaz Emarelerinin Kökeni ve Doğu Akdeniz Bölgesinin Jeolojik Yapısı *İçindeki Konumu ve Önemi* adlı makalesinde Doğu Akdeniz Bölgesinde bilinen en önemli hidrokarbon emarelerinden biri olan Antalya-Çıralı yöresindeki Chimaera-Yanartaş doğalgaz emarelerinin jeolojik anlamını araştırmıştır. Buna göre; yöredeki doğalgaz emarelerinin daha çok allokton birimlerin altında yer alan Erken-Orta Miyosen yaşlı Paleojen - Neojen tortullarından türediğini ve Doğu Akdeniz bölgesinde günümüze dek bulunan doğal gaz yataklarının tümünün Miyosen yaşlı denizel tortul istif içinde yer aldığını belirtmiştir.

Kıran ve Kıncal, Mansuroğlu Mahallesi (Bayraklı-İzmir) Alüvyonel Zeminlerin Sıvılaşma Potansiyeli adlı makalelerinde 30 Ekim 2020 tarihinde meydana gelen ve İzmir ve yakın çevresinde ölüm, yaralanma ve maddi hasarlara neden olan Sisam depremi sonrasında özellikle İzmir'in Bayraklı İlçesi, Mansuroğlu Mahallesi zemin yapısını incelemişlerdir. Depremin en yıkıcı etkisinin ve en yüksek can kaybının yaşandığı Bayraklı Mahallesinde Sıvılaşma Indeksi - LPI değerlerinin çok yüksek olduğunu, yıkımların nedenleri arasında sıvılaşmanın da diğer yöntemler ile karşılaştırılarak detaylı incelenmesi gerektiğini ifade etmişlerdir.

Özkul vd., Denizli İlinin (GB Türkiye) Jeoçeşitliliği ve Önemli Jeositleri başlıklı makalelerinde Denizli İl sınırları içerisinde yer alan jeositler ve jeoçeşitlilik üzerine çalışmalar yapmışlardır. Mart 2024'de Denizli Oligosen molasının Türkiye'nin İlk 100 Jeositi arasında yerini aldığını, Denizli Neojen havzasının Paratetis mollusk faunası taşıdığı için Batı Anadolu'daki diğer graben dolgularından farklı özellik taşıdığını belirtirler. Denizli bölgesinde Kuvaterner dönemindeki kanyonlar, mağaralar, travertenler, heyelanlar ve jeotermal alanların jeoçeşitlilikte öne cıktığını vurgulayan arastırmacılar ek olarak Pamukkale Travertenlerinin IUGS tarafından Dünya'nın İlk 100 Jeolojik Miras Alanı arasında gösterildiğini, Homo erectus bulgusunu barındıran 'Denizli Traverteni' ise Uluslararası Jeoloji Bilimleri Birliği-IUGS tarafından Ağustos 2024'te küresel mirastaş olarak onaylandığını belirtirler.

Yeşilova ve Aranlı, Gölsel Seviye Değişimleri ve Volkanizmanın, Eşzamanlı Oluşan Traverten ve Tufalar Üzerine etkileri; Heybeli Traverten ve Tufaları (Adilcevaz, Bitlis) adlı makalelerinde Bitlis İli, Adilcevaz İlçesi sınırlarında bulunan Heybeli traverten ve tufa oluşumlarını incelemişler, bunların oluşumunda tektonizma kontrollü volkanizma ve Van Gölü su seviye değişimlerinin etkin olduğunu ortaya çıkarmışlardır.

Yeşilova ve Yeğen, Tazekent (Diyadin, Ağrı) Travertenlerinin Oluşum Koşulları ve İlk İklimsel Kanıtları adlı makalelerinde Doğu Anadolu Bölgesinde Ağrı İli, Diyadin İlçesi sınırlarında kaplıcaları ve zengin traverten tufa oluşumlarıyla ön plana çıkan Tazekent Köyü dolayında yaptıkları çalışmada travertenlerinin jeolojik yapısını fasiyeslere ayırarak incelemişler ve travertenlerin sırt tipi morfolojide ve yamaç ortamında sıcak ve kurak iklim koşullarında, ayrıca tektonizma ve volkanizma ile eş zamanlı oluştuğu sonucuna varmışlardır.

Cumhuriyetimizin 100. Yılında gerçekleştirilen Yer Bilimleri Çalıştayı vesilesiyle ülkemizdeki jeolojinin farklı disiplinlerini içeren birbirinden değerli bilimsel çalışmaların yer aldığı Türkiye Jeoloji Bülteninin bu özel sayısında dergi baş editörü Erdinç Yiğitbaş'a, yardımcı editörler Mustafa Avcıoğlu ile İsmail Onur Tunç'a ve bu sayı için makalelere bilimsel katkı sağlayan saygıdeğer hakemlere tüm makale sahipleri adına teşekkürlerimizi sunarız.

Özel Sayı Editörleri

Prof. Dr. Mete HANÇER^{1,} Prof. Dr. Cahit HELVACI²

ORCID:

1 https://orcid.org/0000-0002-9706-9359 2 https://orcid.org/0000-0002-8659-1141

FOREWORD

"Geology Colloquium on the 100th Anniversary of the Republic" Special Issue of Geological Bulletin of Turkey

From 26 to 28 October 2023, İzmir Branch of the Chamber of Geological Engineers, affiliated with the Union of Chambers of Turkish Engineers and Architects (UCTEA), organized the "Geology Colloquium on the 100th Anniversary of the Republic", with Prof. Dr. Yücel Yılmaz serving as honorary chairperson.

During the colloquium, it was resolved that a special issue of Geological Bulletin of Turkey would be published to compile scientific studies aimed at addressing a wide range of geological challenges in Türkiye. The country's distinctive geodynamic setting brings together various geological domains, including seismicity, fault systems, geothermal potential, mineral resources, and engineering geology.

This special issue comprises nine peerreviewed articles that synthesize different geological perspectives, offering interdisciplinary insights into Türkiye's complex and dynamic geological framework.

In their article entitled "Field Data and Some Thoughts on the 2023 Kahramanmaraş Earthquakes Faults", **Yılmaz et al.** examine the faults responsible for the Kahramanmaraş earthquakes – referred to as the "disaster of the century" – which occurred on 6 February 2023. The study contextualizes these fault systems within the broader regional tectonic regime. The authors argue that the exceptional magnitude of the earthquakes was amplified by complex interactions among several major fault zones, including the East Anatolian Transform Fault, Dead Sea Transform Fault, Antakya Transform Fault, faults of the Sarız-Saimbeyli Mega Shear Zone, the Önülke Fold-Şaryaj Junction faults, and the boundary faults of the Karasu Graben. Significantly, the article introduces and defines a new tectonic domain termed the Sarız-Saimbeyli Mega Shear Zone.

In their article titled "The Kinematics of Active Crustal Deformation in the Erkenek Segment of the Eastern Anatolian Fault Zone Using Comprehensive Surface Rupture Analysis from the February 6, 2023 Earthquake (Mw 7.7)", Akgün et al. present preliminary findings from detailed geological, palaeoseismological, and mapping investigations conducted near Celikhan (Adıyaman). Their study focuses on a surface rupture that developed along the Erkenek Segment following the 6 February 2023 Pazarcık earthquake (Mw 7.7), which occurred on the southern branch of the East Anatolian Fault *Zone (EAFZ). The authors report a vertical offset* of approximately 50 cm and a maximum leftlateral displacement of 3.25 m in the Celikhan section, with the lateral displacement gradually diminishing towards the northeast of Celikhan. Kinematic analysis of slip data measured on fault planes along the Erkenek Segment indicates that the deformation occurred under a strike-slip tectonic regime, driven by NE-SW and NNW-SSE oriented compressional stresses.

In the article titled "Geology, Mineralogy and Depositional Setting of the Beypazarı Trona (Natural Soda) Deposit (Ankara, Türkiye)", **Helvacı** examines the sedimentary sequence across various sectors of the Beypazarı Neogene Basin. The study provides a detailed account of the trona, lignite, and bituminous shale units within the sequence, alongside stratigraphic levels containing sodium sulphate and gypsum. Particular emphasis is placed on the mineralogical characteristics and the depositional environment of the basin. In their article titled "The Origin of Oltu Stone (Turbostratic Carbon) from the Olur– Tortum Area: A Natural Composite Carbonaceous Material (Erzurum, Türkiye)", **Helvacı et al.** conduct a comprehensive investigation of Oltu stone – recognized as the most significant turbostratic carbonaceous material in Türkiye. The study employs geological, microstructural, oxygen isotope, and thermogravimetric analyses to elucidate the origin and characteristics of the material. The authors conclude that Oltu stone is not an amber-like substance derived from fossil resins or fossilized wood.

In the article titled "The Origin of Natural Gas Seeps in the Antalya-Çıralı Region (SW Anatolia) and Their Location and Importance Within the Geological Setting of the Eastern Mediterranean Region", Yağmurlu investigates the geological significance of the Chimaera-Yanartaş natural gas seeps, rec ognized as some of the most prominent hydrocarbon seeps in the Eastern Mediterranean. The study demonstrates that the gas emissions in the region primarily originate from Early to Middle Miocene and Palaeogene-Neogene sedimentary sequences situated beneath allochthonous tectonic units. The author emphasizes that, to date, all known natural gas accumulations in the Eastern Mediterranean basin are confined to Miocene marine sedimentary deposits.

In their article titled "Liquefaction Potential of Alluvial Soils in Mansuroğlu District (Bayraklı– İzmir)", **Kıran and Kıncal** investigate the ground structure in the Mansuroğlu district of Bayraklı, İzmir, following the Samos (Sisam) earthquake of 30 October 2020, which caused fatalities, injuries, and material damage in İzmir and its vicinity. The study reports that the Liquefaction Potential Index (LPI) is very high in Bayraklı, where the most destructive effects of the earthquake and the highest loss of life occurred. The authors emphasize the need for detailed investigations that compare liquefaction with other contributing factors to better understand the causes of destruction.

In their article titled "Geodiversity and Significant Geosites of the Denizli Province (SW Türkiye)", Özkul et al. examine the geodiversity and key geosites located within the boundaries of Denizli province. The study highlights the inclusion of the Denizli Oligocene Break among the Top 100 Geosites in Türkiye as of March 2024. This site is noted for its distinction from other graben fills in Western Anatolia due to the presence of Paratethyan mollusc fauna within the Denizli Neogene Basin. The authors emphasize the region's geodiversity during the Quaternary period, represented by canyons, caves, travertines, landslides, and geothermal fields. Furthermore, they also note that the Pamukkale Travertines were recognized among the World's Top 100 Geological Heritage Sites by the International Union of Geological Sciences (IUGS), and the Denizli Travertine – containing Homo erectus remains -was approved as a Global Heritage Stone by the IUGS in August 2024.

In their article titled "Effects of Lacustrine Level Changes and Volcanism on Synchronously-Formed Travertines and Tufas: Heybeli Travertines and Tufas (Adilcevaz, Bitlis)", **Yeşilova and Aranlı** investigate the travertine and tufa formations located in Adilcevaz district of Bitlis. Their findings indicate that the formations were influenced by tectonism-controlled volcanism and fluctuations in the water level of Lake Van.

In their article titled "Formation Conditions of Tazekent (Diyadin, Ağrı) Travertines and First Climatic Evidence", **Yeşilova and Yeğen** examine the geological characteristics of travertines in the vicinity of Tazekent village, a region known for its abundant springs and extensive travertine–tufa formations in Diyadin district of Ağrı, Eastern Anatolia. The study concludes that the travertines exhibit ridge-type morphology and were formed on Foreword

a slope under warm and dry climatic conditions, accompanied by tectonic activity and volcanism.

For this special issue of Geological Bulletin of Turkey, which brings together valuable scientific studies across various geological disciplines in celebration of the Earth Sciences Colloquium held on the occasion of the 100th anniversary of the Turkish Republic, we extend our sincere gratitude – on behalf of all contributing authors – to Editor-in-Chief Erdinç Yiğitbaş, Assistant Editors Mustafa Avcioğlu and İsmail Onur Tunç, as well as to the esteemed reviewers whose scholarly evaluations have significantly contributed to the scientific quality of the articles included in this issue.

Special Issue Editors Prof. Dr. Mete HANÇER¹, Prof. Dr. Cahit HELVACI²

ORCID:

¹ https://orcid.org/0000-0002-9706-9359 2 https://orcid.org/0000-0002-8659-1141





2023 Kahramanmaraş Deprem Fayları üzerinde Gözlemler ve Değerlendirmeler

Field Data and Some Thoughts on the 2023 Kahramanmaraş Earthquakes Faults

Yücel Yılmaz¹, Ömer Feyzi Gürer², Erdinç Yiğitbaş³

¹ Kadir Has Üniversitesi, İstanbul, Türkiye

² Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kocaeli, Türkiye ³ Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Çanakkale, Türkiye

• Geliş/Received: 31.10.2024	Düzeltilmiş Metin Geliş/Re	evised Manuscript Received:	25.12.2024	• Kabul/Accepted: 25.12.2024
	• Çevrimiçi Yayın/Available onli	ine: 27.01.2025 •	Baskı/Printed: 31.0	05.2025
Arastırma Makalesi/Research	Article Türkive Jeol	l. Bül. / Geol. Bull. Turkev		

Öz: Kara alanlarında etkili en büyük depremlerden biri bir deprem çifti olarak (6 Şubat 2023; Kahramanmaraş Mw:7,8 ve Ekinözü Mw:7,6) Kahramanmaraş çevresini vurmuş ve büyük bir felakete neden olmuştur. Depremlerin ardından uydu kaynaklı verilere ve bilgisayar modellemelerine yaslı çok sayıda yayın yapılmıştır. Bu modeller ise çoğunlukla birbirleriyle çelişmektedir.

Üzerinden uzunca bir süre geçtikten sonra depremlere yol açan ana fay sistemlerine ve bunlara yol açan tektonik rejimlerin neler olduğu konusuna saha bazlı verilerin ışığında yeni bir bakış açısıyla bakmanın yararlı ve gerekli olduğu düşüncesi bu yayının başlıca kaynağı olmuştur.

6 Şubat 2023 Kahramanmaraş depremlerine etkileri olan faylar, Anadolu ve çevresinde bilinen bölgesel ölçekli yanal atımlı büyük şu fayların bu bölgeye olan uzantılarıdır; Doğu Anadolu Transform Fayı, Ölü Deniz Transform Fayı, Antakya Transform Fayı, Sarız-Saimbeyli Mega Makaslama Zonu fayları, Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı fayları ve Karasu Grabeni'nin sınır fayları. Bu fayların etkileşimlerinin depremlerin büyüklüğünü arttırdığı anlaşılmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Doğrultu atımlı faylar, Kahramanmaraş Depremleri, Üçlü Kavşak.

Abstract: One of the largest earthquakes hits the Kahramanmaraş region and caused a major disaster. Numerous papers based on satellite data and computer modeling have since been published, but the models commonly contradict each other.

A long time has passed since then, and the primary purpose of this publication is now to view the main topics, namely, the major fault zones that caused the earthquakes and the tectonic regimes that generated them, based primarily on the field data that has long been ignored.

The faults that affected the February 6 Kahramanmaraş earthquakes are extensions of the regional-scale strikeslip faults known from Anatolia and its surroundings. These include the East Anatolian Transform Fault, the Dead Sea Transform Fault, the Antakya Transform Fault, the Sarız-Saimbeyli Mega Shear Zone, the faults of the Foreland Fold-Thrust Belt, and the Karasu Graben boundary faults. The interactions among these faults appear to have increased the magnitude of the earthquakes.

Keywords: Kahramanmaraş Earthquakes, Strike-slip faults, Triple junctions.

GİRİŞ

2023 Kahramanmaras depremleri kara alanlarını vuran Dünya'nın en büyük depremlerindendir. 6 Subat 2023 tarihinde Kahramanmaras yakın cevresinde etkili olan Mw:7'den büyük depremler ve bunları izleven artcı depremler vaklasık 200 km çapında bir bölgeyi etkileyerek çok ciddi hasarlara ve binlerce insanın can kaybına neden olmuştur. Depremin hemen ardından ülkemizin pek cok kurumundan yerbilimci ekipleri deprem bölgesine hızla ulaşarak depreme neden olan favların yüzev kırıkları üzerinde incelemelerde bulunmuşlardır. Bu çalışmalar sonucunda elde edilen gözlem ve değerlendirmeler raporlanarak bilim camiasının bilgisine sunulmuştur (AFAD Raporu, 2023a; Akıncı ve Ünlügenc, 2023; Akyüz, vd., 2023; DEÜ Raporu, 2023; Dilsiz vd., 2023; Güvercin vd., 2022; Esat ve Seyitoğlu 2023; Hussain, vd., 2023; İ.Ü. Cerrahpaşa Raporu, 2023, İTÜ Raporu, 2023; Karabacak vd., 2023; KOERI, 2023a; 2023b; MTA Raporu 2023a ve b; Kürçer vd., 2023a ve b; Parlak vd., 2023; Seyitoğlu vd., 2023; Ünlügenç vd., 2023).

İzleyen hafta ve aylarda ise güncel jeofizik jeodezik tekniklerin deprem bölgesine ve uygulanması niteliğinde olan, sismik ve yer değiştirme verilerinin değerlendirmelerine ağırlık veren deprem faylarının sismotektonik karakterlerini, yırtılma olgusunun mekaniğini ya da kaynak mekanizmalarını belirlemeyi amaçlayan çok sayıda yayın hızla yapılmıştır (Barbot vd., 2023; Chen vd., 2023; Delouis vd., 2023; Ding vd., 2023; Goldberg vd., 2023; Guo vd., 2023; Jiang, vd., 2023; Karabulut vd., 2023; Kusky, vd., 2023; Lekkas vd., 2023; Li vd., 2023; Lomax ve Precise 2023; Melgar vd., 2023; Ni vd., 2023; Özaçar vd., 2023; Wang, W. vd., 2023; Wang, Z. vd., 2023; Wu vd., 2023; Ma vd., 2024; Maggen vd., 2024; Özbey vd., 2024). Bazı araştırıcılar ise deprem bölgelerinin yerel veya bölgesel yapısal analizlerine yoğunlaşmıştır. (Dal Zlio ve Ampuero, 2023, Ding, X. vd., 2023; Esat ve Seyitoğlu, 2023; He vd., 2023; Hussain vd., 2023; Jia vd., 2023; Karabulut vd., 2023; Liu vd., 2023; Okuwaki vd., 2023; Över vd., 2023; Tikhotsky vd., 2023; Delph vd., 2024; Hubbard and Bradley 2024; Gürboğa vd., 2024; Kobayashi vd., 2024; Meng vd., 2024; Ren vd., 2024). Ancak bu yayınların çoğu bölgede üretilen jeolojik incelemelerin ortaya koyduğu bilgi ve bulgulara, örneğin; fay zonları ile fay ağlarının konumları, düzen ve ilişkileri gibi önemli konulara değinmemektedir.

Yazımız bu eksikliği gidermeyi bu depremlere yol açan deformasyon örneğini ortaya koymayı ve deprem bölgesinin ana yapısal parametrelerinin analizleri yardımıyla, gelecekte araştırma yapacak araştırmacıların çalışmalarına ışık tutmayı amaçlamaktadır.

Anadolu Levhası, kıtasal alanlar içinde hızlı hareket eden ve buna bağlı olarak şiddetli tektonik deformasyon geçiren yörelerden birisidir (Sekil 1). Şekil 1B hareket vektörlerinin yön ve hızlarını göstermektedir. Güneydoğu Anadolu'da Arabistan levhasının kuzeye itmesi sonucu yılda 18-20 mm hızla ilerleyen Anadolu Levhası batıya doğru saatin tersi vönünde dönerek Helen Yitim Zonu (HT, Şekil 1B) boyunca Doğu Akdeniz okyanus kabuğu üzerine ilerlemektedir. Dalan levhanın gerilemesi sonucunda üst levhanın güneye doğru ilerlemesi de 30-35 mm/y hızlara ulaşmaktadır (Kahle vd., 2000; Reilinger vd., 2010; Biryol vd., 2011; Mahmoud vd., 2012; Aktuğ vd., 2016). Bu yüksek hızdaki hareket Anadolu'da pek çok yanal atımlı fayın gelişimine ve bunların hareketleri ise depremlere neden olmaktadır (Şekil 2). Kahramanmaras depremleri de bu olgunun bir sonucudur (Guidoboni vd., 1994; Guidoboni ve Comastri, 2005: Graciela, 2022).

2023 Kahramanmaraş Deprem Fayları üzerinde Gözlemler ve Değerlendirmeler



Şekil 1. A) Doğu Akdeniz, Anadolu ve çevresinde bölgesel uzanım gösteren ana yapısal ögeleri ve yanal atımlı fayları gösteren morfoloji-batimetri haritası. *Kısaltmalar*: AF: Antakya Transform Fayı, DATF: Doğu Anadolu Transform Fayı, GADK: Güneydoğu Anadolu Dağ Kuşağı, HT: Helen Yitim Zonu, KATF: Kuzey Anadolu Transform Fayı, KT: Kıbrıs Yitim Zonu, KTJ: Karlıova üçlü birleşme noktası, ÖDTF: Ölü Deniz Transform Fayı, Pk: Palmira kuşağı. B) Anadolu ve çevresinin yıllık hareketini gösteren GPS vektör haritası (Reilinger vd., 2010'dan değiştirilerek alınmıştır). *Kısaltmalar*: HT: Helen Yitim Zonu, KT: Kıbrıs Yitim Zonu.

Figure 1. *A)* Morphology-bathymetry map showing regional extension of main structural elements and strike-slip faults in Eastern Mediterranean, Anatolia and its surroundings. Abbreviations: AF: Antakya Transform Fault, DATF: Eastern Anatolian Transform Fault, GADK: Southeastern Anatolian Mountain Belt, HT: Hellenic Subduction Zone, KATF: North Anatolian Transform Fault, KT: Cyprus Subduction Zone, KTJ: Karluova triple junction, ÖDTF: Dead Sea Transform Fault, Pk: Palmyra belt. *B)* GPS vector map showing annual movement of Anatolia and its surroundings (modified from Reilinger et al. 2010). *Abbreviations:* HT: Hellenic Subduction Zone, KT: Cyprus Subduction Zone.

DEPREM BÖLGESİNİ ETKİLEYEN YANAL ATIMLI BÖLGESEL FAYLAR

Deprem bölgesi ve dolaylarında altı büyük aktif yanal atımlı fay zonu ayırt edilmektedir (1-6, Şekil 3); 1-Doğu Anadolu Transform Fayı (DATF), 2-Ölü Deniz Transform Fayı (ÖDTF), 3-Antakya Transform Fayı (AF), 4-Sarız-Saimbeyli Mega Makaslama Zonu (SSMZ), 5-Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı'nın batıya uzanan fayları ve 6-Karasu Grabeni'nin sınır fayları (KG). Bu yanal atımlı fayların hiç birisi tek bir fay halinde olmayıp oldukça geniş (5-30 km) bir fay zonu halinde uzanmaktadır. Bu nedenle bölge sismik etkinliğin geniş bir alana dağıldığı bir kuşak niteliğindedir.

Kahramanmaraş depremleri ve bunları izleyen artçı depremlerin dağılımları (Şekil 2) özellikle Pazarcık ve Nurdağ depremlerinin DATF ile yakın ilişkisini göstermektedir. Ancak diğer depremlerde örneğin Ekinözü ve Defne depremlerinde birçok yayında belirtilmesine rağmen bu denli kesin ve açık bir bağlantı görülmemektedir. Diğer bazı yakın konumlu fayların doğrudan ya da dolaylı etkilerinin olduğu anlaşılmaktadır (Chorowicz vd., 1994; McClusky vd., 2000; Kahle vd., 2000; Wdowinski vd., 2004; Bertrand vd., 2006; Reilinger vd., 2010; Alchalbi vd., 2010; Özeren ve Holt. 2010; Masson vd., 2010; Meghraoui vd., 2011; Tiryakioğlu, 2012; Mahmoud vd., 2012; Gomez vd., 2020; Yıldız vd., 2020; Kusky vd., 2023; Özkan vd., 2023; Viltres vd., 2022; Xu vd., 2023). Bu nedenle aşağıdaki bölümlerde bu faylar tanıtılacak ve olasılı rolleri ve etkileşimleri tartışılacaktır. Tanıtımda ilk kez tanımlanan SSMZ ve yanı sıra Karasu Graben sınır fayları üzerinde durulacak, DATF ve ÖDTF gibi iyi bilinenlerin üzerinde ise önceki çalışmalar kaynak gösterilmekle yetinilecektir.



Şekil 2. Deprem bölgesinin ana şok odaklarını ve artçı depremlerin dağılımlarını gösterir harita. Temel harita olarak AFAD (2023b) kullanılmıştır. Kırmızı yıldızlar büyük depremlerin bağıl büyüklüklerini ve odaklarını (epicentre) göstermektedir. Beyaz kesikli çizgilerle sınırlanan elipsler artçı depremlerin yoğunluk alanlarını göstermektedir. *Kısaltmalar:* Df: Defne, Ek: Ekinözü, Pz: Pazarcık, Nr: Nurdağ, SS: Sarız-Saimbeyli.

Figure 2. Map showing the main shock epicenters of the earthquake region and the distribution of aftershocks. The base map was taken from AFAD (2023b). Red stars indicate the relative magnitudes and epicenters of major earthquakes. Ellipses bounded by white dashed lines indicate the intensity areas of aftershocks. **Abbreviations:** Df: Defne, Ek: Ekinözü, Nr: Nurdağ, Pz: Pazarcık, SS: Sarız-Saimbeyli.



Sekil 3. Deprem bölgesini etkileyen ana yanal atımlı fay zonlarını ve büyük depremlerin odak noktalarını gösteren morfotektonik harita. Haritada gösterilen faylar haritanın anlaşılır olabilmesi için sadeleştirilerek çizilmiştir. 1: Beyaz konturlu kırmızı çizgiler Doğu Anadolu Transform Fayı'nı (DATF) ve kollarını göstermektedir, (K: kuzey kol, G: güney kol). 2: Kırmızı konturlu beyaz çizgiler Ölü Deniz Transform Fayı (ÖDTF)'nın kollarını göstermektedir. 3: Mor çizgiler Antakya Transform Fayı'nın kollarını göstermektedir. 4: Beyaz ince çizgiler Sarız-Saimbeyli Mega Makaslama Zonunu göstermektedir. Sık aralı ince çizgiler fay demetlerinin varlığını işaret etmektedir 5: Siyah çizgiler Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı faylarını göstermektedir. 6: İnce kırmızı çizgiler Karasu Grabeni sınır faylarını göstermektedir. Mavi zemin üzerindeki rakamlar (1,2,3) daha önceki olası üçlü kavşak önerileridir. Yıldızlar büyük depremlerin odak noktalarını, yanlarındaki kısaltmalar ise depremlerin adını belirtmektedir: Al: Aladağ depremi, DF: Defne depremi, Ek: Ekinözü (Elbistan) depremi, Kz: Kozan depremi, Pz: Pazarcık depremi, Nr: Nurdağ depremi, Sm: Sarız- Saimbeyli depremi. Kısaltmalar: AD: Amik Depresyonu, AF: Antakya Transform Fayı, AH: Ahır Dağı antiklinali, AlHK: Adana-İskenderun havza kompleksi, AG: Asi Grabeni, Amn; Amanos Dağları, EcF: Ecemiş Fayı, Ek: Erkenek Fayı, GF: Göksun Fayı, KG: Karasu Grabeni, KD: Keldağ Horstu, KGSF: Karasu Grabeni'nin kenar fayları, KZ: Kızıldağ Horstu, MF: Malatya Fayı, MD: Musadağ Horstu, GADK: Güneydoğu Anadolu Dağ Kuşağı, Sr: Sarız Fayı, SrF: Sürgü Fayı. Yerleşim yerleri; ADN: Adana, An: Antakya, Cy: Ceyhan, DF: Doğanşehir, GA: Gaziantep, Gb: Gölbaşı, GK: Göksun, İs: İskenderun, M: Kahramanmaraş, Mlt: Malatya, Ms: Mersin, Pz: Pazarcık, Sr: Sarız.

Figure 3. Morphotectonic map showing the main strike-slip fault zones affecting the earthquake region and the epicenters of large earthquakes. The faults shown on the map have been simplified to make the map understandable. 1: Red lines with white contours show the East Anatolian Transform Fault (DATF) and its branches (N: northern and S: southern branches). 2: White lines with red contours show the branches of the Dead Sea Transform Fault (ÖDTF). 3: Purple lines show the branches of the Antakya Transform Fault. 4: White thin lines show the Sarız-

Saimbeyli Mega Shear Zone. Closely spaced thin lines indicate the presence of fault bundles. 5: Black lines show the Foreland Fold-Thrust Belt faults. 6: Thin red lines show the Karasu Graben boundary faults. The numbers on the blue background (1,2,3) are possible triple junction suggestions before. Stars indicate the epicenters of major earthquakes, and the abbreviations next to them indicate the names of the earthquakes: Al: Aladağ earthquake, DF: Defne earthquake, Ek: Ekinözü (Elbistan) earthquake, Kz; Kozan earthquake, Pz: Pazarcık earthquake, Nr: Nurdağ earthquake, Sm: Sarız- Saimbeyli earthquake. Abbreviations: AD: Amik Depression, AF: Antakya Transform Fault, AH: Ahır Dağı anticline, AİHK: Adana-İskenderun basin complex, AG:Asi Graben, Amn:Amanos Mountains, EcF:Ecemiş Fault, Ek:Erkenek fault, GF: Göksun fault, KG:Karasu Graben, NE:Keldağ horst, KGSF:Marginal faults of Karasu Graben, KZ:Kızıldağ horst, MF:Malatya fault, MD:Musadağ horst, GADK:Southeastern Anatolian Mountain Belt, Sr:Sarız fault, SrF:Sürgü fault. Settlements; ADN: Adana, An: Antakya, Cy: Ceyhan, DF: Doğanşehir, GA: Gaziantep, Gb: Gölbaşı, İs: İskenderun, M: Kahramanmaraş, Mlt: Malatya, Ms: Mersin, Pz: Pazarcık, Sr: Sarız.

Doğu Anadolu Transform Fayı

Doğu Anadolu Transform Fayı (1, Şekil 3) Anadolu Levhası'nın güney sınırını oluşturmaktadır (Şengör, 1979). Karlıova üçlü birleşme noktasından (KTJ, Sekil 1A) Kahramanmaras bölgesine kadar, yaklaşık 450 km uzanan, Anadolu'nun en uzun faylarından birini temsil eder. Yanal atımlı sol yönlü bu fayın üzerinde en kuzeyinden (Şengör, 1979; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz 1981; Taymaz vd., 1991; Şaroğlu ve Yılmaz 1987; Hubert-Ferrari vd., 2009; Karaoğlu vd., 2020) başlayarak güney kesimlere doğru çok sayıda araştırma ve yayın yapılmıştır (Muehlberger ve Gordon 1987, Kiratzi, 1993; Perincek ve Cemen, 1990; Şaroğlu vd., 1992; Yılmaz, H. vd., 2006; Herece, 2008; Hubert-Ferrari vd., 2009; Mahmoud vd., 2012; Aktuğ vd., 2016; Duman ve Emre, 2013; Emre vd., 2013; Yönlü vd., 2013; Yılmaz, 2017; Palutoğlu ve Şaşmaz, 2017; Şengör vd., 2019; Tatar vd., 2020; Pousse-Beltran vd., 2020; Balkaya vd., 2021; Güvercin vd., 2022; Chen vd., 2023; Wang ve Barbot 2024).

Uzanımı boyunca DATF, önemli farklılıklar sergiler (ilgili kaynaklar için Herece 2008; Emre vd., 2013; Tatar vd., 2020; Gürbüz 2023; Xu vd., 2023). Belirgin özelliklerinin başında farklı segmentlerden oluşması gelmektedir. Örneğin en kuzeyde Elâzığ ile Karlıova arasındaki parça tek bir kol şeklinde uzanır. Güneye doğru çok kollu geniş zonlar halindedir. Elâzığ-Hazar Gölü dolayında 5 km'den daha geniş bir zonda birbirlerinden bağımsız gibi görünen paralel uzanan en az 5 fay kolu tanınmaktadır. Daha güney alanlarda, özellikle ofiyolit kuşaklarını kestiği yörelerde ise fayın sahada belirgin sürekli niteliği kaybolur. Fay, serpantinitin fiziksel davranışı nedeniyle geniş bir hacme dağılan çok sayıda kırıkla karşılanmıştır.

Diğer bazı kesimlerde örneğin Sürgü yakınlarında fayın, ana doğrultusundan sapıp ayrılan kollar vardır (Şekil 3). Sürgü Fayı olarak adlanan bu fay yaklaşık D-B doğrultuludur. Kahramanmaras depremlerinin en büyüklerinden (Mw:7,6) Ekinözü-Elbistan depremi (Ekinözü 3800717N, 3702063E, KOERI 2023a ve b) Sürgü Fayı'nın devamı gibi görülen ancak ondan bağımsız olan Erkenek Fayı'nın üzerinde gerçekleşmiştir (Ek, Şekil 3). Arazi gözlemleri ve fay çözümlerine göre deprem yanal atımlı-sol yönlü hareket sonucunda oluşmuştur (Seyitoğlu vd., 2023). Batı kesimlerde doğu-batı doğrultusunda uzanan fay, doğuda KKD'ya doğru dönmekte ve Malatya yönünde uzanmaktadır (Şekil 3). Bu alanlarda Malatya Fayı olarak tanımlanmıştır (MF, Sekil 3).

DATF daha da güneyde Gölbaşı dolayında (Gb, Şekil 3) biri kuzey diğeri güneyde yer alan iki ana kol halinde (K ve G, Şekil 3) güneybatıya uzanmaktadır. Bu kollar boyunca çizgisel sırtlarla ayrılan yerel çek ayır havzaları gelişmiştir. Her iki kol da Karasu Grabeni'ni, yer yer alüvyonla örtülü olmasına rağmen, verevine keserek Amanos Horstu'na uzanmakta ve horstu da bir uçtan bir uca biçip, geçmektedir (Şekil 3 ve 5) (Yılmaz 1984). Pazarcık (Mw;7,8) ve Nurdağ depremlerinin güney kol üzerinde geliştiği görülmektedir (Pz ve Nr, Şekil 3).

Ölü Deniz Transform Fayı

Ölü Deniz Transform Fayı (2, Şekil 3) Arabistan Levhasını Afrika-Doğu Akdeniz levhasından ayıran bir levha sınırı fayıdır (Şekil 1A). Bu nedenle üzerinde pek çok araştırma gerçekleştirilmiştir (ilgili kaynaklar için; Girdler, 1990; Heimann and Ron, 1993; Garfunkel 1997; 2014; Dembo vd., 2021; ten Brink vd., 2023). Dünya'nın en uzun faylarından birisini temsil eder. K-G doğrultusunda, Akabe Körfezi'nden Amik Çöküntüsü'ne kadar uzantısı 1000 km'yi bulmaktadır.

Ölü Deniz Fayı'nın yanal atımı güneyde 100 km mertebelerinde iken kuzeye doğru 60 km'lere düşer. Suriye Yayı da denilen doğu-batı uzanımlı Palmira Kıvrım Kuşağı'nın (Pk, Şekil 1A) Ölü Deniz Transform Fayı'ndan ayrılması ve yanal atımın bir kısmını üzerine almasının yanal atımın azalmasına neden olduğu belirtilmektedir (Garfunkel, 1997; Mart vd., 2005; Marco, 2007; Alchalbi vd., 2010; ten Brink vd., 2023). Antakya bölgesine ulaştığında fay üzerinde ölçülen kayma hızının 0,4 mm/y kadar azaldığı bilinmektedir (Herece 2008).

En kuzey kesiminde, Amik Depresyonu'na kavuştuğu bölgede Ölü Deniz Transform Fayı çok sayıda faydan oluşan ve eni 30 km'ye kadar yayılan geniş bir fay yelpazesi görünümü sergiler (2, Şekil 3). Bu kuşakta faylar birbirlerine kavuşup ayrılan örgülü (anastomosing) bir harita örneği sergilemektedir.

Antakya Transform Fayı

Antakya Transform Fayı (3, Şekil 3) Antakya güneyinde Asi Nehri vadisini doğudan sınırlayarak kara alanları boyunca izlenen (Över vd., 2004a, 2004b; Boulton ve Robertson, 2008; Yılmaz, 2017; 2021) daha da güneyde Doğu Akdeniz içinde güneybatı yönünde uzanarak Kıbrıs güneyine ulaşan, uzunluğu 250 km'yi bulan bir faydır. Antakya Transform Fayı üzerinde uzunluğundan umulan birçok tarihsel deprem oluşmuştur (13 Aralık 115, Mw:7,5 ve 20 Mayıs 526, Mw:7,0; Ambraseys, 2009). Defne Depremi (20 Şubat 2023, Mw: 6,4) de bu fayın kollarından birisi üzerinde Hatay'ın Defne yerleşimi yakınında (Şekil 2 ve 3) gerçekleşmiştir. Deprem sırasında belirgin bir yüzey kırığı gelişmemiştir (MTA, 2023b). Depremin eğim atımlı bir fay kolu üzerinde geliştiği, fay hareketinde az miktarda sol yönlü yanal atım saptandığı belirtilmiştir (KOERİ 2023a; Över vd., 2023; Özkan vd., 2023).

Asi Nehri'nin içinde aktığı dar (> 4 km) vadi asimetrik bir senklinaldir. Senklinali kuzevden Kızıldağ (KZ, Fig 3), güneyden, Keldağ (KD, Şekil 3) horstları, batıdan ise Samandağ Favı sınırlar (SF, Şekil 3 ve 5) (Över vd., 2002; Blackwell vd., 2011; 2012; Tarı vd., 2014; Yılmaz, 2017; 2019; 2020). Grabenin kuzey kenarında çok belirgin olmayan bazı faylar yer almaktadır (Boulton ve Robertson, 2008; Florentine vd., 2014; Yılmaz, 2017; Özkan vd., 2023). Keldağ Horstu ile sınır oluşturan Antakya Transform Fayı ise kara alanlarında 5 km kadar geniş bir zonda izlenebilen bölgenin en önemli faylarındandır. Fay zonu çok sayıda faydan oluşmaktadır. Morfolojik veriler ile fay düzlemi gözlemleri, faylardan bazılarında eğim atım bileşenin bazılarının ise yanal atım bileşenin egemen olduğunu göstermektedir. Her iki atımının da önemli yer değiştirmelere neden olduğu saptanmıştır (Yılmaz 1984, 2020). Yanal atımlı faylar sağ yönlü hareket geçirmiştir. yaklaşırken Antakya Transform Akdeniz'e Fayı'nın kollarının, Keldağ Horst ve Domu'nun kuzey kenarını biçtiği ve denizin içine doğru 10 km'den fazla sağ yönlü ötelediği izlenmektedir (Sekil 3 ve 5) (Yılmaz 2020, 2025). Eğim atımlar ise Kuvaterner süresince Keldağ Domu'nun üzerinde tektonik aşınmayla 4 km'den kalın bir istifin yok olmasına neden olmuştur (Yılmaz 1984, 2017, 2019, 2020). Samandağ ve Kızıldağ horstları üzerinde yapılan ayrıntılı izotop yaş verileriyle desteklenen ayrıntılı çalışmalar BKB-DGD yönlü gerilme rejimi sonucunda her iki hostun da hızla yükselmekte olduğunu belgelemiştir (Pirazzoli vd.,1991; Blackwell vd., 2012; Florentine vd., 2014; Tarı vd., 2014). Seyrek vd., (2007) yükselme hızını 0,25-0,40 mm/y olarak ölçmüştür. Bunlara göre Amanoslar'ın günümüzdeki konumuna yükselmesi Pliyosen'den sonra gelişmiştir.

Sarız-Saimbeyli Mega Makaslama Zonu

Sarız-Saimbeyli Mega Makaslama Zonu (SSMZ) (4, Şekil 3), tepe noktası kuzeyde olup güneye doğru genişleyen üçgen şekilli bir fay yelpazesine verilen addır (Şekil 4; Yılmaz 2025). Kuzeyde eni 1-5 km kadar dardır. Güneye doğru üçgenin taban genişliği 30-40 km lere ulaşmaktadır. SSMZ üçgeninin tepesi kuzeyde Toros Dağları ile Güneydoğu Anadolu Dağ Kuşağının birleştiği bölgede yer alır. Güneyde ise Adana Düzlüğü'nün içine doğru genişler (Şekil 4).

Adana düzlüğü, genç; Miyosen'den sonra gelişmiş, faylarla sınırlı, batıda Adana, doğuda ise İskenderun havzalarının birleşmesinden oluşan, kompleks bir havzadır. İki havzayı deniz alanında vaklaşık K-G gidişli Kyrenia-Misis yapısal sırtı, karada ise onun devamı olan Misis-Andırın sırtı ayırır (Yılmaz, 2021). SSMZ'na ait birkaç uzun fayın tek faylar halinde Adana Düzlüğü'nün alüvyon örtüsünü biçip Akdeniz'e uzandığı görülmektedir (Şekil 3). Adana Düzlüğü'nü batıdan Ecemiş Fayı sınırlar (EcF, Şekil 3). Bu fay KATF'ından ayrılarak güneye uzanıp Orta Anadolu'yu biçip geçen önemli faylardan birisidir. Ancak aletsel veriler ve tarihsel kayıtlardan fayın güney alanlarda önemli sismik etkinlik göstermediği belirtilmektedir (Duman vd., 2017).

SSMZ birbirlerinden ayrılıp kavuşan (anastomosing), sık aralı, çok sayıda faydan oluşan bir yapısal kuşağı temsil eder (Şekil 3 ve 4). Fayların çoğu, uzunlukları birkaç yüz metre ile bir-iki km arasında değişen, kısa faylardır. Bu kuşakta Sarız ve Saimbeyli fayları gibi, uzunlukları 50 km'yi aşan faylar da vardır. Bunlar KATF'den ayrılıp İç Anadolu'yu verevine biçen Erzincan-Pülümür ve Darende faylarına doğru kuzeye uzanmaktadır (Sr ve Sm, Şekil 3) (Yılmaz 2025).

SSMZ faylarının çoğu sol yönlü, yanal atımlıdır. Bu fayların sınırladığı ince uzun bloklar ileri derece kataklastik deformasyona uğramıştır.

SSMZ üçgeninin tepe yöresinde (kuzeyde) fayların çoğu sıkışma bileşenlidir (transpressional). Güneye, Adana düzlüğüne doğru göreceli olarak gerilme bileşenli (transtansiyonel) faylar egemen olurlar.

SSMZ fayları üzerinde de pek çok deprem olmaktadır. Büyüklüğü 4 ve üzerinde, yılda ortalama 70 kadar deprem oluştuğu bilinmektedir. 1998 Ceyhan depremi (Mw; 6,3) (Cy, Şekil 3) örnek olarak verilebilir. Kahramanmaraş depremleriyle kısmen üstelenen süreçte de Saimbeyli (Mw; 4,9), Aladağ (Mw, 4,5) ve Kozan (Mw; 4,6) depremleri oluşmuştur.

Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı yapısal unsurlarının Kahramanmaraş Deprem Bölgesi'ndeki uzantıları

Kahramanmaraş Çöküntüsü (M, Şekil 3); Karasu Grabeni ile Amanos Horstu'nun kuzeyinde, yaklaşık doğu-batı uzanımlı, asimetrik ve güney yönünde devrik bir senklinale karşılık gelmektedir (Yılmaz 1984, 1993, 2025). Senklinalin güneydoğu kesimini DATF'nın bu bölgeye uzanan kuzey kolu (K, Şekil 3) keserek Amanos Dağları'na ulaşmaktadır.

Kahramanmaraş Senklinali'nin kuzeyini Ahırdağ Antiklinali (AH, Şekil 3) sınırlar. Ahırdağ Antiklinali güney-güneybatı yönünde senklinalin kuzey kenarı üzerine itilmiştir. Ahırdağ Antiklinali ve Kahramanmaraş Senklinali Arabistan Platformu'nun kuzey cephesini oluşturan Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı'nın kuzey batı kenarında yer alan aralı-aşmalı (en-échelon) bir dizi kıvrımın en batı temsilcileridir (5, Şekil 3).



Şekil 4. İnceleme alanında yer alan dağ kuşaklarının gidiş çizgilerini gösteren morfotektonik harita. Sarı konturlu kırmızı çizgiler Güneydoğu Anadolu Dağ Kuşağını (GADK); Beyaz çift çizgiyle çevrelenmiş siyah çizgiler Toros kuşağını; Kalın, kesikli beyaz çizgi kenet kuşağının (Sr) yaklaşık yeri ve uzanımını göstermektedir. Siyah üçgen; Sarız-Saimbeyli Mega Makaslama zonunun (SSMZ) yaklaşık yerini sınırlamaktadır. Kırmızı kalın oklar levha hareket yönlerini belirtmektedir. Beyaz ince çizgiler SSMZ'nu oluşturan yanal atımlı fayları göstermektedir. Kırmızı ince ok SSMZ'nun hareket yönünü işaret etmektedir. *Kısaltmalar:* AlD: Aladağlar (Toros). GADK'nın ana bileşeni olan dağ kuşakları kuzeyden güneye, TD: Tahtalı dağları, BnD: Binboğa Dağları, BD: Berit Dağları, ED: Engizek Dağları, ND: Nurhak dağları, AD: Ahır Dağı.

Figure 4. Morphotectonic map showing the trend lines of the mountain belts in the study area. Red lines with yellow contours indicate the Southeastern Anatolian Mountain Belt (GADK); Black lines surrounded by white double lines indicate the Taurus Belt; Thick, dashed white line indicates the approximate location and extension of the suture belt (Sr). Black triangle; limits the approximate location of the Sarız-Saimbeyli Mega Shear Zone (SSMZ). Thick red arrows indicate the plate motion directions. Thin white lines indicate the strike-slip faults forming the SSMZ. Thin red arrow indicates the direction of movement of the SSMZ. Abbreviations: AlD: Aladağlar (Taurus). The mountain belts that are the main components of the GADK are from north to south, TD: Tahtalı Mountains, BD: Binboğa Mountains, BD: Engizek Mountains, ND: Nurhak Mountains, AD: Ahır Mountain.

Kıvrım ekseniyle dar açı yapan, sol yönlü yanal atımlı ve ters atım bileşenli oblik faylar Ahırdağ Antiklinali'ni verevine kesmektedir (Yılmaz, 1994 ve 2025). Bu kısa tanıtımdan da görüleceği gibi Kahramanmaraş Senklinali güneybatı yönünde itilmekte olan Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı'nda, Ahırdağ Antiklinali'nin önünde gelişmiş bir önülke havzasını temsil etmektedir.

Karasu Grabeninin Sınır Fayları

Karasu Grabeni (6, Şekil 3); Karasu Vadisi boyunca K-G uzanan asimetrik bir çöküntü alanıdır. Karasu Grabeni'ni batıdan Amanos Horstu sınırlar. Horst, grabenin taban yüksekliği olan 100-500 metrelerden horstun doruk düzeyi olan 2000 metrelere, yüksek şevlerle yükselen, güneyde Antakya Bölgesi'nden kuzeyde Kahramanmaraş Çöküntüsü'ne kadar 160 km kadar uzanan dev bir yapıdır (Şekil 5). Birçok küçük fay, grabeni horsttan ayırır. Fayların, içbükey harita örneklerinin de belli ettiği gibi, eğim atım bileşenleri egemendir (Şekil 3, 5). Faylarda sol yönlü, küçük (<100m) yanal atım bileşeni de saptanmıştır (Yılmaz 2017, 2021). Ancak egemen olan eğim atımlarına dayanarak önceki bazı araştırmacılar bu fayları normal fay olarak tanımlamıştır (Arpat ve Şaroğlu, 1975; Boulton ve Robertson, 2008). Bu faylar, bölgeyi etkileyen D-B yönlü transtansiyonel bir tektonik düzenlemenin ürünleri olarak gelişmişlerdir (Yılmaz, 1984; Över vd., 2004a; Boulton, 2013; Boulton ve Robertson, 2008; Yılmaz, 2017).



Şekil 5. İnceleme alanının ana yanal atımlı fay zonlarını morfoloji ile birlikte gösteren sayısal yükseklik modeli. 1-DATF: Doğu Anadolu Transform Fayı, 2-ÖDTF: Ölü Deniz Transform Fayı, 3-AF: Antakya Transform Fayı, 4-SSMZ: Sarız-Saimbeyli Mega Makaslama Zonu, 5-KGSF: Karasu Grabeni'nin sınır fayları, 6-ÖKSK; Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı'nın fayları. Yıldızlar büyük depremlerin odak noktalarını göstermektedir. *Kısaltmalar:* A: Adana, MisisD: Misis-Andırın Dağ Kuşağı, GADK: Güneydoğu Anadolu Dağ Kuşağı, AsiG: Asi Grabeni, An: Antakya, Samandağ F: Samandağ Fayı, Keldağ D: Keldağ Horst ve Domu, Amik D: Amik depresyonu, Amanos H: Amanos Horstu, M: Kahramanmaraş.

Figure 5. Digital elevation model showing the main strike-slip fault zones of the study area on the morphology map. 1-DATF: Eastern Anatolia Transform Fault, 2-ÖDTF: Dead Sea Transform Fault, 3-AF: Antakya Transform Fault, 4-SSMZ: Sarız-Saimbeyli Mega Shear Zone, 5-KGSF: Border faults of the Karasu Graben, 6-ÖKSK; Faults of the Foreland Fold and Thrust Belt. Stars indicate the epicenters of large earthquakes. Abbreviations; A: Adana, Misis D: Misis-Andurin Mountain Belt, GADK: Southeast Anatolian Mountain Belt, Asi G: Asi Graben, An: Antakya, Samandağ F: Samandağ Fault, Keldağ D: Keldağ Horst and Dome, Amik D: Amik depression, Amanos H: Amanos Horst, M: Kahramanmaraş. Amanos Horstu da Miyosen sonrası etkili olan yaklaşık D-B yönlü gerilme rejiminin ürünüdür. Horstu, batıda yer alan İskenderun Havzası'ndan, çok sayıda kürek biçimli (listric) normal faylar ayırmaktadır (Şekil 5) (Yılmaz 1984, 2021). Bu fayların fay düzlemlerinin eğimleri batı yönünde yataya doğru dönmektedir. Sismik verilere göre bu küçük faylar İskenderun Havzası altında yer alan bir ana faya bağlanmaktadır (Yılmaz 1984, 2017, 2020 ve 2021).

Karasu Grabeni'nin doğu sınırını yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda uzanan bir grup yarı-paralel, kısa, çoğu sol yönlü yanal atımlı fay oluşturmaktadır (6, Şekil 3 ve 5) (Yılmaz, 1984; Rojay vd., 2001; Karabacak 2007). Faylar bölgede grabenin batı sınırına nazaran düşük engebeli bir topografya geliştirmiştir.

KarasuGrabeni'nindoğukenar fayları kuzeyde Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı'nın faylarıyla, batı kenar fayları ise kuzeyde DATF'nın ana kollarını oluşturan faylarla iç içedir. Birbirlerini kestikleri ve öteledikleri gözlenmektedir (Şekil 3).

DEPREM FAYLARININ OLUŞ ve GELİŞİMLERİ ÜZERİNE TARTIŞMA

Güney Anadolu'nun orta kesiminde yer alan deprem bölgesi; Arabistan, Anadolu ve Afrika-Doğu Akdeniz Levhaları'nın birbirlerine yaklaştığı ve birbirlerini etkiledikleri bir yöredir (Şekil 1). Bu nedenle, deprem bölgelerinin yerel tektoniğinin aydınlatılmasına temel olması amacıyla önce bölgenin tektonik çatısı kısaca tartışılacak daha sonra da her deprem bölgesinin yerel tektoniği ele alınacaktır.

Bölgesel Tektonik ve Deprem Yörelerine Yersel Etkileri

Anadolu'nun hızlı hareketinin motoru Arabistan Levhası'nın yaklaşık kuzey yönünde ilerleyerek Anadolu'yu sıkıştırmasıdır (Şekil 1 A ve B). Arabistan Levhası, Kızıldeniz açılma ekseni (rift) bovunca Afrika'dan kopup avrılarak saatin tersi yönünde kuzeye doğru ilerlemektedir. İlerleme, batıda Ölü Deniz Transform Fayı boyunca gerçekleşmektedir (ÖDTF, Şekil 1A). Kuzey yönünde ilerlemenin sonucu olarak Arabistan Levhası arada yer alan okyanusal alanları Geç Mesozoyik'ten başlayarak Miyosen'e kadarki sürede yok ettikten (Şengör ve Yılmaz, 1981; Perinçek ve Çemen, 1990; Jolivet ve Facenna. 2000; Lei ve Zhao, 2007; Yılmaz, 2017; 2019; Çemen ve Yılmaz, 2017; Govers ve Fichtner, 2016; Kaviani vd., 2018; Kounoudis vd., 2020; Yılmaz vd., 2023a; 2023b) sonra Anadolu Levhasıyla çarpışmıştır. Çarpışmanın ürünü olarak Geç Miyosen'den başlayarak önce Güneydoğu Anadolu Dağ Kuşağı gelişmiştir (GADK, Şekil 1A) (Şengör ve Yılmaz 1981). Bu nedenle GADK bir kenet kuşağını temsil etmektedir (ilgili kaynaklar için Yılmaz 2023a, 2023b). Arabistan Levhası'nın kuzey yönünde ilerlemesi carpısmadan sonra da sürmüs, bunun sonucunda önce GADK yükselmeye başlamış (Yılmaz 1993; 2017; Şengör vd., 2003; Jolivet ve Facenna 2000; Yılmaz vd., 2023b) ve daha sonra Doğu Anadolu da yükselerek bir plato konumuna ulaşmıştır (Sengör vd., 2003; Schildgen vd., 2014; Yılmaz, 2017; Yılmaz vd., 2023a). Kenar sıra dağlarının yükselmeleri Doğu Anadolu'nun kuzey-güney sıkışması ile Anadolu Levhası'nın batıya kaçmasına bağlı olarak günümüzde de devam etmektedir.

K-G yönlü bu sıkışma Doğu Anadolu'nun hacmi içinde karşılanamaz düzeye ulaştığı Pliyo-Pleyistosen'de KATF ile DATF (Şekil 1A) oluşmuştur (McKenzie 1972; Şengör and Kidd 1979; Barka ve Hancock 1984; Koçyiğit vd., 2001; Şengör vd., 2005; Gürbüz ve Gürer 2009; Yılmaz Y 2017). Bu fayların sınırladığı bağımsız litosfer parçası olan Anadolu Levhası iki yanal atımlı fayın birleşme noktası olan Karlıova'dan (KTJ, Şekil 1A) (Şaroğlu ve Yılmaz,1987; 1991; Sancar vd., 2018) başlayarak batı yönünde kaçmakta ve Arabistan Levhası'nın kuzeye ilerlemesinin neden olduğu kuvvetin bir kısmını batıya aktarmaktadır.

Arabistan Levhası'nın kuzey yönlü ilerlemeyi sürdürmesine bağlı olarak Geç Miyosen'den sonra GADK'nın güney cephesi boyunca 50 km'den geniş bir Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı gelişmiştir (Yılmaz 1993; 2019; Yılmaz vd., 2023b). Bu kuşak batıda Kahramanmaraş yöresine ulaşmaktadır (Çemen vd., 1992; Yılmaz, 2017; 2019; Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996; Yılmaz vd., 2023b).

Sıkışmanın ürünü olarak Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı'nda D-B doğrultulu, doğrultu atımı egemen oblik faylar da gelişmiştir (Şekil 3). Bu faylar önülke kıvrımlarının güneye devrik kanatlarını biçip onları sol yanal ötelemektedir.

Deprem alanları, Arabistan Levhası'nın kuzeybatı ucunda ve yakınında yer almaktadır (Sekil 3). Bu bölge aynı zamanda Güneydoğu Anadolu, Toros ve Amanos dağ kuşaklarının birbirlerine yaklaşıp yer yer değdikleri bir yöredir. Bu dağ kuşaklarını güneyden Karasu Grabeni ile Adana-İskenderun Havza Kompleksi (AİHK, Şekil 3) çevrelemektedir. Bu çanaklar güneye doğru genişleyerek Doğu Akdeniz'e kavuşmaktadır. Üzerinde Kahramanmaras depremlerinin geliştiği Güney Anadolu'nun orta kesimi baslıca iki tektonik gücün etkisiyle bicim değisimine zorlanmaktadır. 1-Anadolu Levhası'nın DATF boyunca güneybatı yönünde ilerleyerek bu bölgeyi sıkıştırması, 2- Kıbrıs Yitim Zonu'nun güneye göç etmesi ve Anadolu Levhası altına dalmakta olan Doğu Akdeniz okyanus litosferinin gerilemesi (Lei ve Zhao, 2007; Kaviani vd., 2018; Özeren ve Holt, 2010; Schildgen vd., 2014; Facenna vd., 2013; Confal vd., 2018; Taylor vd., 2018; Kounoudis vd., 2020).

Ölü Deniz ve Doğu Anadolu Fayları levha sınırı olmaları nedeniyle çok sayıda araştırma ve yayının konusu olmuştur. Bu nedenle bu faylarla ilgili bölümlerde bu çalışmalara atıf yapılmakla yetinilmiştir. İlk kez bu çalışmada tanıtılan SSMZ ve yanı sıra az bilinen Karasu Grabeni'nin sınır fayları ile daha az bilinen Antakya Fayı ve Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı fayları üzerinde ise daha çok durulacaktır.

İnceleme alanının önemli tektonik konularının başında; bölgeye kadar uzandıkları açıkça görülen DATF ve ÖDTF'nın bu bölgede birbirleriyle birleşip sürekli bir levha sınırı oluşturup oluşturmadıkları gelir. Çünkü deprem olgusunu tartışan modellerin çoğu bu iki fayın birleştikleri savına dayanmaktadır. Arabistan Levhası'nın kuzeybatı bölgesinde üst kabukta ve sahada kuzeyden güneye bu iki fayı birleştiren bir fay zonu görülmemektedir (Şekil 3 ve 5). Bu bölgede Karasu Grabeni'nin doğu kenarını oluşturan faylar kısa ve paralel 30-40 km kadar geniş bir kuşak oluşturmaktadır (6, Şekil 3 ve Şekil 5).

Şekil 3 ve 5 bölgedeki tüm fay gruplarının konum ve dağılımlarını birlikte göstermektedir. Haritalarda da görüldüğü gibi bölgenin her kesimi aktif bir fay ağı ile kaplıdır. Bu çok sayıdaki fayın dağılımına bağlı olarak da sismik etkinlik geniş bir hacme yayılma ve dağılma (diffuse) göstermektedir.

SSMZ, kuzeyde Toroslar ile Güneydoğu Anadolu Dağ Kuşağı'nın birbirlerine kavuştuğu bölgede başlayıp güneye yelpaze şeklinde açılmaktadır (Şekil 4). Pliyo-Kuvaterner'de gelişmiş olan yapısal yelpaze (Yılmaz 2017), ana dağ kuşaklarının birbirlerine bağıl olarak yakınlaşmalarının neden olduğu kompresif stres etkisi altında şiddetli biçim değişimine uğramıştır (Yılmaz ve Gürer, 1996; Robertson vd., 2004; Masson vd., 2010; Yönlü vd., 2013; 2017; Yılmaz, 2017; 2020; Ni vd., 2023). Dokanak zonu boyunca şiddetli makaslamaya uğrayan kuşakta çok sayıda yanal atımlı fay gelişmiş (Şekil 4) ve kayalar ileri derecede kataklastik deformasyon geçirmiştir (Yılmaz, 2017, 2025). Aynı süreçte GADK in ana kolları olan Engizek, Nurhak, Berit, Binboğa ve Tahtalı dağları (TD, BnM; BD, ED ve ND, Şekil 4) düşey eksen etrafında kapalıya varan kıvrılmaya uğramıştır (Şekil 4) (Yılmaz 2025). Kompresif stresin ana nedeninin Anadolu Levhası'nın DATF boyunca güneybatı yönünde ilerlemesi olduğu görülmektedir (Sekil 4). Toros Kusağı'nın bu ilerlemeve gösterdiği direncin, kusağın olusmasının ana nedeni olduğu söylenebilir (Sekil 4). Bunun sonucunda sık aralı faylardan oluşan ve güneye doğru saçaklanan SSMZ gelişmiştir (Sekil 4). Çoğu sol yönlü yanal atımlı bu faylarla kompresif stres güneyde, Adana-İskenderun havzalarını açan BKB-DGD eksenli gerime alanına aktarılmaktadır. Bu nedenle depremler kuzey bölgelerde çoğunlukla transpresif güneye doğru ise transtansiyonel niteliktedir (Dilek vd., 1990; Dilek ve Flower, 2003; Dilek, 2006; Confal vd., 2018; Kaviani vd., 2018; Yılmaz, 2020). SSMZ'nun kuzey ucuna yakın bir alanda gelişmiş olan Sarız-Saimbeyli depreminin transpressional hareket geçirmesi, Kozan ve Aladağ depremlerinin ise transtansiyonel hareketlerden kaynaklanması bunun örnekleri olarak gösterilebilir (Ünlügenç vd., 2023).

Kıbrıs Yitim Zonu'nun (KT; Şekil 1) gerilemesinin (Piromallo ve Morelli, 2003; Portner vd., 2018) üst levhada yani inceleme alanımızdaki gerilmenin ana nedeni olduğu belirtilmektedir (Dilek vd., 1990; Dilek ve Flower, 2003; Dilek, 2006; Confal vd., 2018; Kaviani vd., 2018; Yılmaz, 2020). Bölgesel gerilme batıda Toroslar (Aladağlar)'dan başlayarak doğuda Amanosları ve Karasu Graben bölgelerini de içeren geniş bir coğrafyada etkisini sürdürmektedir.

Pazarcık-Nurdağ Depremleri ve İlişkili Faylar

Pazarcık-Nurhak depremleri tektonik nitelikleri bakımından karmaşık bir bölgede gerçekleşmiştir (Pz, Nr, Şekil 3) (Yılmaz 1984; Över vd., 2002, 2004a; Yılmaz 2020; Yılmaz vd., 2023b; Jia vd., 2023). Pazarcık Depremi, Kahramanmaraş depremlerinin ilki ve en büyüğüdür (Mw:7,8).

Bu bölgede doğrultuları farklı üç fay zonu birleşmektedir; 1-DATF'nın güney kolu (G, Şekil

3), 2- Karasu Grabeni'nin K-G doğrultulu doğu kenar fayları, 3- Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı'nın yaklaşık D-B doğrultulu fay takımı.

Özellikle Karasu Grabeni dolavındaki morfolojik ve yapısal veriler (Şekil 5) bu fayların birbirlerini kestiğini ve ötelediğini göstermektedir (Yılmaz, 2021). Tarihsel deprem verileri bu fay gruplarının üzerinde büyük depremlerin (Mw >5) olustuğunu belgelemektedir (Ambrasevs ve Finkel 1995; Ambraseys ve Melville 1995). Ancak artçı depremlerin dizilim ve uzanımları dikkate alındığında Pazarcık Depremi'nde harekete geçiren fayın DATF'nın güney kolu (G, Sekil 3) olduğu anlaşılmaktadır. Artçı depremlerin dağılımları (Sekil 2) deprem ana sokunun Karasu Grabeni sınır faylarını harekete geçirdiğini ve bunlarda kücük ölcekli sol vanal hareketlere (Kürcer vd., 2023a) neden olduğunu düşündürmektedir.

Ekinözü (Elbistan) depremi ve İlişkili Faylar

Ekinözü (Elbistan) depremi Pazarcık Depremi'nin hemen ardından oluşan, az çok aynı büyüklükte (Mw:7,6) bir depremdir. Bu nedenle ikiz deprem olarak da bilinmektedir. Deprem, Erkenek Fayı üzerinde olmuştur (Ek, Sekil 3). Erkenek Fayı, batıda D-B doğrultuludur. Doğuda KKD'ya Malatya düzlüğüne doğru dönmektedir (Sekil 3) (Akıncı vd., 2024). Bu kesimde Malatya Fayı olarak adlanmıştır (MTA, 2023a). Daha kuzey alanlara kadar uzandığı ve KATF'ından ayrılan Pülümür Fayı yönünde devam ettiği görülmektedir (Yılmaz 2025). Malatya-Erzincan arasındaki bölgede bu fayların ilişkisi net olarak tanımlanmamıştır. Ancak bu yörelere kadar uzanmıs olması Doğu Anadolu'yu KKD'dan GGB'ya doğru verevine biçen Erzincan- Pülümür Fay gruplarıyla da ilişkili olabileceğini düşündürmektedir.

Erkenek Fayı'nın doğrultusunda doğuya doğru DATF'ndan ayrılan Sürgü Fayı bulunmaktadır. Sürgü Fayı, Kapıdere-Kullar'a kadar sahada kesintisiz olarak izlenmektedir. Bu yörede Sürgü Fayı ile Erkenek Fayı birbirlerine çok yaklaşırlar. Bu nedenle önceki bazı çalışmalar bunları aynı fay olarak göstermiş ve Erkenek Fayı'nı Sürgü Fayı'nın batıya uzanan kesimi olarak yorumlamıştır (ilgili kaynaklar için Delph vd., 2024). Bu görüşe dayandırılarak Erkenek Fayı daha da batıda yer alan Çardak yöresinden başlatılarak Çardak-Sürgü Fayı olarak da tanımlanmıştır (ilgili kaynaklar için; Delph vd., 2024) Böyle kurgulanan tektonik modellerde Sürgü Fayı uzun bir fay olarak tanımlanmakta ve bir levha sınırı olarak değerlendirilmektedir (ilgili kaynaklar için Delph vd., 2024).

Ekinözü depremine bağlı yapısal etkilerin hemen tümü, örneğin artçı depremlerin uzanımları ve sismik etkinlikler Malatya yönünde KKD'ya doğru izlenmektedir (Şekil 2; Akıncı vd., 2024). Çok yakınında yer almasına rağmen artçı depremler, sismik etkinlik ve uydu verileriyle (CNRS/EOST ve ESA/SAT) ayrıntılı olarak saptanan yatay yer değiştirmeler Sürgü Fayı üzerinde gerçekleşmemiştir.

D-B doğrultusunda uzanan Erkenek Fayı batıda, K-G doğrultulu bir fay zonuyla kesilmekte ve daha batıya geçmemektedir. Bu veri Erkenek ve Sürgü faylarının bir levha sınırı olduğu görüşünü desteklememektedir.

K-G doğrultulu fay zonu, içlerinde Sarız, Saimbeyli gibi uzun fayları da içeren SSMZ'nun doğu kenarını oluşturan faylardır (Şekil 2 ve 3). Sarız-Saimbeyli Depremi, Ekinözü depreminin neden olduğu artçı depremlerin batıda bittiği boşluktan daha da batıda K-G doğrultulu Sarız-Saimbeyli Fayı (Şekil 2 ve 3) üzerinde gerçekleşmiştir. Bu depremin artçıları Ekinözü depremlerinin yakınına kadar uzanmakta olsa da aralarında küçük bir sismik boşluk görülmektedir (Şekil 2). Sarız-Saimbeyli depreminin artçıları bu depreme neden olan K-G doğrultulu fayların üzerinde dizilidir (Şekil 2).

Defne Depremi ve Antakya Transform Fayı

Kuzey Kıbrıs ve Doğu Akdeniz'de tanımlanan tektonik birliklerden çoğu kuzey doğuya kara alanlarına kadar izlenmektedir (Dilek vd., 1990: Ünlügenç vd., 1991; Ünlügenç 1993; Yılmaz ve Gürer, 1996; Aksu vd., 2005; 2021; Dilek, 2006; Harrison vd., 2012; Ünlügenç ve Akıncı, 2017; Robertson vd., 2004.,2012; 2013; Bilim vd., 2017; Yılmaz, 2020; 2021). Antakya Transform Fayı bu önemli yapısal ögelerden biridir. Kıbrıs Yitim Zonu'nun bittiği doğu uçtan başlayarak Amik Çöküntüsü'ne kadar kesintisiz olarak izlenebilmektedir (Yılmaz, 2020) (Fig 1A). Amik Cöküntüsü'nde güneyden uzanan Ölü Deniz Fayı'na kavuşmaktadır. Bu fay bir yitim zonunu bir levha kenarına bağlaması nedeniyle bir transform faydır (Tüysüz vd., 2013; Yılmaz, 2020 ve 2025).

Antakya Transform Fayı ve çevreleyen bölgeler önceki bölümlerde de değinildiği gibi başlıca iki tektonik parametrenin etkisi altında biçim değişimi geçirmektedir;

1-Güney yönlü yatay yer değiştirme: Bu hareket, Anadolu'nun altına dalan Doğu Akdeniz okyanusal litosferinin yırtılıp/koparak hendeğin güneye doğru göç etmesinin (Piromallo ve Morelli 2003, Portner vd., 2018), üst levhada neden olduğu gerilmenin sonucu olmalıdır (Cemen ve Perincek, 1987; Pirazzoli vd., 1991; Dilek ve Flower, 2003; Boulton ve Robertson, 2008; Blackwell vd., 2011; 2012; Duman vd., 2017; Yılmaz, 2020). Yanı sıra, kuzey batı ucunda Arabistan Levhası'nın GB yönünde dönmeye zorlanmasından kaynaklanan hareketin de bunu etkilediği söylenebilir. 2- BKB-DGD yönlü gerilmeye bağlı gelişen eğim atımı egemen fay takımları. Her iki tektonik gücün neden olduğu fay takımları da Samandağ yöresinde açıklıkla izlenmektedir; Samandağ Fayı, güneyde Antakya Transform Fayı'nda kesilmekte olup Antakya Fayı'nın sağ yönlü yanal atımlı kollarıyla Akdeniz içine doğru GB'ya atılmıştır.

Antakya Transform Fay Zonu faylarının eğim atım bileşenleriyle ise Keldağ Domu'nun

kuzeyindeki kalın istiften Pliyo-Kuvaterner süresinde 4 km den kalın bir kaya grubu tektonik erozyon ile yok edilmiştir (Yılmaz 1984, 2020, 2021, 2025). Bu fayın sağ yönlü yanal atımının son deprem sırasında işlememesi nedeniyle çok aktif olduğu görülen bu atıma bağlı yeni depremlerin gelişmesi beklenebilir.

ÜÇLÜ BİRLEŞME NOKTASI ÜZERİNDE TARTIŞMA

Önceki çalışmalarda Kahramanmaraş deprem faylarıyla ilişkili birçok kıta içi üçlü birleşme noktası modeli kurgulanmıştır (McKenzie, 1972; Dewey vd., 1973; Arpat ve Saroğlu, 1975; Sengör 1979: Jackson ve McKenzie, 1984: Gülen vd., 1987; Barka ve Kandinsky-Cade, 1988; Rotstein ve Bartov, 1989; Karig ve Kozlu, 1990; Saroğlu vd., 1992; Kiratzi, 1993; Westaway ve Arger, 1996; Rojay vd., 2001; Över vd., 2004b; Şengör vd., 2003; 2019; Özeren ve Holt, 2010; Masson vd., 2010; Meghraoui vd., 2011; Duman ve Emre, 2013; Walters vd., 2011; Reitman vd., 2023; Över vd., 2023; Ünlügenç vd., 2023; Karabacak vd., 2023). Bunların başlıcaları Kahramanmaraş düzlüğü, DATF'nın kuzey ve güney kollarının Pazarcık-Türkoğlu arasında ver alan düzlükleri ve Sürgü Fayı ile DATF'nın birleşme noktasıdır (Şekil 3'te mavi çerçeveli rakamlar). Ancak önceki bölümlerde belirtilen veriler bu alanların hiç birisinin kıta içi üçlü birleşme noktası olduğu görüşünü desteklememektedir. Örneğin, Kahramanmaraş Havzası'nı kuzeyden sınırlayan bir levha sınır fayının bulunduğu varsayımı saha gözlemleriyle uyumlu değildir. Çünkü Kahramanmaraş senklinali kuzeyden, ters atım bileşenli, sol yönlü yanal atımı egemen, küçük oblik faylarla kesilmektedir.

İnceleme alanında üçlü birleşme noktası tanımına uygun alan Amik çöküntüsüdür (AD; Şekil 3) (Över ve Ünlügenç 1998; Över vd., 2002; 2004b; Masson vd., 2010; Meghraoui vd., 2011; Mahmud vd., 2012; Tüysüz vd., 2013; Yıldız vd., 2020; Cosca vd., 2021; Ünlügenç vd., 2023; Özkan vd., 2023). Çünkü Antakya ve Ölü Deniz Transform faylarının birleştiği alanda açılmış olup güney yönünde genişlemeye devam etmektedir (Yılmaz, 2025) (Şekil 5).

ÖZET ve SONUÇLAR

6 Şubat 2023'te başlayıp dalgalar halinde aylarca süren Kahramanmaraş depremleri geniş bir alanda önemli hasar ve can kaybına yol açmıştır. Ana şok ve artçı depremler sismik aktivitenin önemli miktarda yanal atımlı olduğunu ve ilişkili faylar boyunca geliştiğini göstermiştir.

Kahramanmaraş Depremleri Güney Anadolu'nun orta kesimini etkilemiştir. Bu bölge Arabistan Levhası, Anadolu Levhası ve Afrika-Doğu Akdeniz Levhası'nın birbirlerine yaklaştığı bir alandır. Bunların yanı sıra, bu bölge, Toros ile Doğu Anadolu dağ kuşağının kolları ve Amanos Dağları'nın da yakınlaştığı ve yer yer bitiştiği bir bölgedir. Bunların tümü etkinlikleri süren genç tektonik ögelerdir. Tüm bu yapısal unsurların bağıl ilişkilerine bağlı olarak deprem bölgesini etkileyen ana tektonik güçler şunlardır;

1-Arabistan levhasının kuzey yönünde ilerlemeye devam edip Anadolu'nun doğu kesimini K-G sıkıştırmasının neden olduğu tektonizma,

2- Kıbrıs Yitim Zonu'nun güneye göçü ve kuzey yönünde dalmakta olan Doğu Akdeniz Okyanus Litosferi'nin geriye doğru dönmesinin üzerleyen levhada yol açtığı tektonizma.

3-Arabistan levhasının kuzey yönlü ilerlemesi, üzerleyen levhada KATF ile DATF'nı ve bunların sınırladığı Anadolu Levhası'nı geliştirmiştir. Anadolu Levhası'nın DATF boyunca sol yönlü ilerlemesi ise deprem bölgelerini etkileyen önemli bir kompresif stresin gelişmesine neden olmaktadır (Şekil 6).



Şekil 6. A) Deprem bölgesinin tektonik niteliklerini özetleyen morfotektonik harita. Kalın kırmızı oklar Arabistan levhası ve Anadolu levhasının hareket yönlerini ve Toros dağ kuşağının bağıl direncini göstermektedir. Kesikli beyaz çizginin sınırladığı elips yakınlaşan levhaların neden olduğu sıkışma bölgesini göstermektedir. Beyaz konturlu kırmızı kesikli çizgi Toroslar'dan Amanoslar'a kadar geniş bir kuşakta sürmekte olan gerilme yönünü göstermektedir. Kırmızı konturlu beyaz yıldızlardan 2 ve 3 transpresyonel hareket ile gelişmiş ikiz depremler olan Ekinözü (2-Ek; Mw:7,6) ve Pazarcık (1-Pz, Mw:7,8) depremleridir. Kesikli beyaz çigilerle tanımlanan üçgenler kuzeyde sıkışma bölgesinden güneyde BKB-DGD gerilme bölgesi yönünde kaçan alanları göstermektedir. Sarı oklar kaçma yönünü işaret etmektedir. Yıldızlar deprem şokunun gerçekleştiği deprem odaklarını göstermektedir; 1: Pazarcık, 2: Ekinözü, 3: Sarız-Saimbeyli, 4: Kozan, 5: Defne depremleri. Numaralar Şekil 6B'de gösterilen deformasyon elipslerinin

numaralarına karşılık gelmektedir. Kısaltmalar: AD: Amik Depresyonu, AF: Antakya Fayı, Amn: Amanos Dağları, Adana-İskenderun HK: Adana-İskenderun Havza Kompleksi, ÖDTF: Ölü Deniz Transform Fayı, DATF: Doğu Anadolu Transform Fayı, DE: Defne deprem odak noktası, Ek: Ekinözü deprem odak noktası, KG: Karasu Grabeni, Pz: Pazarcık Deprem odak noktası, S: Sarız-Saimbeyli deprem odak noktası, SSMS: Sarız-Saimbeyli Mega Makaslama Zonu, SmF: Saimbeyli Fayı, Srf: Sarız Fayı. B) Büyük depremlere neden olan deformasyonların stress yönlerini gösteren deformasyon elipsleri. Numaralar deformasyon elipslerinin Şekil 6 A da gösterilen deprem alanı ile iliskisini belirtmektedir.

Figure 6.A) Morphotectonic map summarizing the tectonic characteristics of the earthquake region. The thick red arrows show the movement directions of the Arabian and Anatolian plates and the relative resistance of the Taurus Mountains. The ellipse bounded by the dashed white line shows the compression zone caused by the converging plates. The red dashed line with white contour shows the ongoing stress direction in a wide belt from the Taurus Mountains to the Amanos Mountains. White stars with red contours which labelled number 2 and number 3 are the Ekinözü (2-Ek; Mw:7.6) and Pazarcık (1-Pz, Mw:7.8) earthquakes, which were twin earthquakes developed with transpressional motion. The triangles defined with dashed white lines show the areas escaping from the compression zone in the north to the WNW-ESE extension zone in the south. The yellow arrows indicate the escape direction. The stars labeled with 1 to 5 show the earthquake epicenters; 1: Pazarcık, 2: Ekinözü, 3: Sarız-Saimbeyli, 4: Kozan, 5: Defne earthquakes. These numbers correspond to the numbers of the deformation ellipses shown in Figure 6B. Abbreviations: AD: Amik Depression, AF: Antakya Fault, Amn: Amanos Mountains, Adana-İskenderun HK: Adana-İskenderun Basin Complex, ÖDTF: Dead Sea Transform Fault, DATF: Eastern Anatolian Transform Fault, DE: Defne earthquake epicenter, Ek: Ekinözü earthquake epicenter, KG: Karasu Graben, Pz: Pazarcık Earthquake epicenter, S: Sarız-Saimbeyli earthquake epicenter, SSMS: Sarız-Saimbeyli Mega Shear Zone, SmF: Saimbeyli Fault, Srf: Sarız Fault. B) Deformation ellipses showing the stress directions of the deformations that caused the major earthquakes. The numbers indicate the relationship of the deformation ellipses to the earthquake area shown in Figure 6A.

Akdeniz Okyanus Doğu Litosferi'nin gerilemesinin vol actığı tektonik etken ise Orta Toroslar'dan Karasu Grabeni'ne kadar genis bir kuşağın yaklaşık BKB-DGD yönünde gerilmesine neden olmaktadır. Bunların ortak etkisi ile bölgede depremlere vol açan başlıca şu yanal atımlı fay zonları gelişmiştir; 1-Doğu Anadolu Transform Fayı, 2-Ölü Deniz Transform Fayı, 3-Antakva Transform Favi, 4, Sariz-Saimbeyli Mega Makaslama Zonu, 5. Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı'nın fayları ve 6-Karasu Grabeni'nin sınır fayları. Bunlar tek bir fay kolu olmayıp geniş (5-30 km) fay zonları olarak uzanmaktadır. Farklı doğrultuda uzanan bu fay gruplarının bazı alanlarda birbirlerini kestikleri ve öteledikleri görülmektedir (Sekil 3 ve 5).

Pazarcık ve Nurdağ depremlerinin (Pz, Nr, Şekil 3) geliştiği bölge, DATF'nın Güney kolu üzerinde yer almakla birlikte Karasu Grabeni'nin doğu sınır fayları ve Önülke Kıvrım-Şaryaj Kuşağı'nın bu bölgeye uzanan faylarıyla da iç içe olduğu bir yöredir (Şekil 2, 3 ve 5). Ana şokun DATF üzerinde geliştiği, ancak etkinliğin graben sınır faylarını da tetiklediği söylenebilir. Çünkü özellikle batı sınır faylarında depremden hemen sonra gerçekleştirilen saha çalışmalarında belli aralarla yanal atımlara bağlı yüzey yırtıklarının geliştiği gözlenmiştir (Kürçer vd., 2023a ve b).

Ekinözü Depremi (Ek, Şekil 3); Erkenek Fayı üzerinde gerçekleşmiştir. Depremi izleyen dönemde üretilen bazı tektonik modeller, yüzey kırıklarının dağılımını, artçı depremlerin uzanımlarını ve yer değiştirmelerin konumu, yeri ve yönlerini dikkate almaksızın depremin DATF'ından ayrılıp batıya uzanan Sürgü Fayı'nın batı uzantısında yer aldığını belirtmiştir. Ancak depreme yol açan Erkenek Fayı, yakınındaki Sürgü Fayı'ndan bağımsız olarak kuzeye dönmekte ve Malatya Fayı olarak devam etmektedir. Daha da kuzeyde KATF'ından ayrılan büyük verev faylara doğru uzanmaktadır.

Erkenek Fayı'nın batıya doğru uzanımı K-G doğrultusunda Sarız-Saimbeyli fayları tarafından kesilerek sonlandırılmakta, daha batıya uzanmamaktadır.

Sarız-Saimbeyli Depremi (Sr, Sm, Şekil 3); SSMZ'nun doğu sınırında uzanan K-G doğrultulu fayların üzerinde gelişmiştir. Ekinözü Depremi ile Sarız-Saimbeyli Depremi'nin sismik ve artçı deprem yoğunluk alanları arasında küçük de olsa bir boşluk ayırt edilmektedir (Şekil 2).

Sarız-Saimbeyli Depremi, SSMZ'nu oluşturan üçgen şekilli deformasyon alanının tepesine yakın bir yörede gerçekleşmiştir. Bu geniş makaslama zonu GADK ile Toroslar arasında sıkışan bölgenin güneydeki BKB-DGD yönlü gerilme alanına doğru kaçtığı bir zonu temsil etmektedir. Anadolu Levhası'nın. sol vönlü DATF boyunca GB'ya ilerlemesinin ve Toros Kusağı'nın direnmesinin, bu bölgesel kompresif stresin gelişimine neden olduğu söylenebilir. Bölgesel ölçekli bu makaslama zonunda çok sayıda, farklı uzunlukta, sık aralı, yanal atımlı faylar gelişmiş olup, birbirlerine kavusup-ayrılan (anostomosing) bir harita örneği sergilerler.

Üçgenin tepe kesimlerinde yanal atımlı fayların sıkışma bileşenleri çoğunluktadır. Güneye doğru gerilme bileşenleri göreceli olarak artış göstermektedir. Aladağ ve Kozan depremleri (Al, Kz, Fig 3) buna örnek olarak verilebilir. Adana-İskenderun Havza Kompleksi'ni etkileyen BKB-DGD gerilme bölgesine güneye doğru SSMZ'nu oluşturan fay demetleri yelpaze gibi yayılırlar.

Defne Depremi (DF, Şekil3); Antakya Transform Fayı üzerinde gelişmiştir. Antakya Transform Fayı, Kıbrıs Yitim Zonu'nu Amik Depresyonu'na bağlayan bir transform faydır. Eğim atımlı ve sağ yönlü yanal atımlı pek çok faydan oluşan geniş bir zon (> 5km) halinde KD'dan GB ya doğru uzanır. Her iki atıma sahip fayların oluşumunda, bölgenin BKB-DGD gerilmesinin ve Doğu Akdeniz Okyanus Litosferi'nin doğu sınırında Antakya Fay Zonu boyunca gerileme ve geriye dönmesinin (Şekil 1A, 6) ortak rolü olduğu açıktır.

EXTENDED SUMMARY

The February 6, 2023, Kahramanmaraş earthquakes (Pazarcık Mw: 7.8; Nurdağ Mw: 6.6; Ekinözü Mw: 7.6) and subsequent aftershocks affected an area of approximately 200 km in diameter, causing severe damage and the loss of thousands of lives.

The earthquake zone in the central part of Southern Anatolia is where the Arabian, Anatolian, and Eastern Mediterranean plates converge (Figure 1). The driving force of deformation in this region is the northward movement of the Arabian Plate (Figures 1A and B). During the earlier stages of the northern advance, the Tethyan Ocean, located between the Arabian and northern plates, was eliminated during the Tertiary (Yılmaz, 1984; 1993; 2019; Yılmaz et al., 2023a). Following the consumption of the intervening ocean, the separating plates collided. *Consequently*, the Southeastern Anatolian Mountain Range (GADK, Figure 1A) began developing in the Late Miocene (Sengör & Yılmaz, 1981; Perincek & Cemen, 1990; Jolivet & Facenna, 2000; Lei & Zhao, 2007; Yılmaz, 2017; 2019; Cemen & Yılmaz, 2017; Govers & Fichtner, 2016; Kaviani et al., 2018; Kounoudis et al., 2020; Yılmaz, et al., 2023a; 2023b). The northern advance of the Arabian Plate continued after the collision. As a result, the GADK began to rise. The elevation of the East Anatolian High Plateau followed this (Yılmaz et al., 2023b). The North Anatolian Transform Fault and the East Anatolian Transform Fault (KATF and DATF, Figure 1A) formed during the Plio-Pleistocene when the N-S compression reached an excessive stage that could no longer be accommodated within the volume of eastern Anatolia (Yılmaz et al., 2023b and the references therein). The two transform faults adjoin in the Karlıova triple junction (KTJ, Figure 1A). They define an independent tectonic entity: the Anatolian Plate, which has since been transferring parts of the stress by moving westward (McKenzie, 1972; Şengör & Kidd, 1979). Along the DATF,

the escape is accommodated by a southwesterly motion, which causes compressional stress directed toward south-central Anatolia.

In the earthquake region and its vicinity, we distinguished six major active strike-slip faults (1-6, Figures 3 and 5): 1. the East Anatolian Transform Fault (DATF), 2. the Dead Sea Transform Fault (ÖDTF), 3. the Antakya Transform Fault (AF), 4. the Sarız-Saimbeyli Mega Shear Zone (SSMZ), 5. the Border Faults of the Karasu Graben (KGSF), and 6. the faults of the Foreland Fold and Thrust Belt (ÖKSK). None extends as a single splay fault; they form broad (5-30 km) fault zones. The associated seismic activity is distributed over a wide belt (200 x 250 km).

The East Anatolian Transform Fault and the Dead Sea Transform Fault (1 and 2, Figures 3 and 5) are plate boundaries; therefore, they have been the subject of many studies (Yılmaz, 2025 and the references therein). The Antakya Transform Fault (3, Figures 3 and 5) extends from the Amik Depression (Figures 3 and 5) into the Mediterranean Sea. The Defne earthquake (February 20, 2023, Mw 6.4) occurred on the Antakya Transform Fault (Figure 5), which forms the southern boundary of the Asi Graben (AG, Figure 3), a narrow (< 4 km) and asymmetrical depression through which the Asi River flows. The Antakya Fault zone, more than 5 km wide, constitutes the tectonically active side of the Asi Graben. It comprises several fault branches with distinct morphological features (Figures 3 and 5). They exhibit significant strike-slip and dip-slip displacements. The Defne earthquake occurred on a northwest-dipping fault branch. The fault plane solution (KOERİ 2023a) shows a major dipslip and a minor left-lateral offset. The latter is insignificant compared to the predominantly rightlateral displacement observed along the fault zone (Yılmaz, 2025).

The Antakya Fault extends east into the Amik Depression, where it meets the Dead Sea Transform Fault (Figure 5).

The Sartz-Saimbeyli Mega Shear Zone (SSMS) (4, Figure 5) is a 5 to 40 km wide triangular fault zone formed along the contact between the Southeast Anatolian Orogenic Belt (GADK) and the Taurus Range in the Plio-Quaternary (Figure 4) (Yılmaz, 2017, 2020). The trend lines of the GADK in this region reveal that the main branches have been tightly folded around the vertical axes (Figure 4) (Yılmaz, 2017, 2025) due to the southwesterly-directed compression generated by the motion of the Anatolian Plate along the DATF and the resistance of the Taurus (Figure 4) (Yılmaz, 2025).

The SSMZ comprises several closely spaced short strike-slip faults that bound narrow blocks protruding southward from the triangle's apex toward the Adana Plain (Figures 3, 4 and 5). They are commonly sinistral strike-slip faults that transfer compressive stress to the region extending along the WNW-ESE direction, causing the development of the Adana-İskenderun basin complex and the surrounding horsts (AIHK, Figure 3). Therefore, the earthquakes are generated mainly by transpressive stress in the north, gradually changing to transtensional toward the south (Figures 4 and 6). (Dilek et al., 1990; Dilek & Flower, 2003; Dilek, 2006; Confal et al., 2018; Kaviani et al., 2018; Yılmaz, 2020) exemplified by the Sarız-Saimbevli earthquake, which occurred close to the northern corner of the SSMZ, and the Kozan and Aladağ earthquakes in the south (Kz, Al, Figure 3) (Ünlügenç et al., 2023). Within the SSMZ are a few long faults, such as the Sariz and Saimbeyli, extending toward Central Anatolia (Sr, Sm, Figure3).

The retreat and rollback of the northwardsubducting eastern Mediterranean oceanic lithosphere along the Cyprus Trench are considered responsible for the WNW-ESE-directed regional extension on the upper plate, which affects a vast region from the Taurus Mountains (Aladağlar) to the Karasu Graben (Figure 1A). The Adana Plain (ADN, Figure3) is a young and complex basin developed after the Miocene. It is bounded by the faults forming the Adana Basin in the west and the İskenderun Basin in the east (Figures 3, 5, and 6). The NNE-SSWtrending Kyrenia-Misis sea ridge and the Misis-Andırın ridge along the northern extension on land separate the two basins (Figures 3, 5, and 6) (Yılmaz, 2021). Several long faults belonging to the SSMZ are observed to cut through the alluvial cover of the Adana Plain as single faults and extend to the Mediterranean (Figure 3).

The northern margin of the Arabian Plate is a wide (> 50 km) foreland fold and thrust belt (OKSK, Figure6). Oblique-slip faults with strike-slip and reverse-slip components sliced the overturned flanks of the foreland folds (Cemen et al., 1992; Yılmaz, 2017; 2019; Yiğitbaş & Yılmaz, 1996; Yılmaz et al., 2023 b). The faultbound blocks extend to the Kahramanmaras earthquake regions (Figure 5). Ahırdağ Anticline and Kahramanmaraş Syncline (M, AH, Figure 3) represent the northwestern members of the Foreland Fold and Thrust Belt. Oblique faults with left-lateral strike-slip and reverse-slip components, making an acute angle with the fold axis, cut the Ahırdağ Anticline obliquely (Yılmaz, 1994, 2025).

Karasu Graben (Figure 5) is an N-S trending asymmetric depression extending along the Karasu Valley. The Amanos Horst borders the graben to the west (Figure 5). The faults separating the horst from the Karasu Graben commonly consist of normal faults located along the slope of the mountains (Figure 5). The dip-slip components are revealed by their concave map pattern (Figure 5). Some minor (<100m) left-lateral strikeslip components may also be identified by the morphological criteria, such as offset streams and linear ridges.

The E-W extensional tectonic regime, which has been deforming the region since the Pliocene,

has caused the development of the Amanos Horst and the Karasu Graben boundary normal faults (Figs 5, 6). Several listric normal faults separate the Amanos Horsts from the İskenderun Basin in the west (Figure 5) (Yılmaz, 1984, 2020, 2021, 2025).

A group of subparallel, short, commonly sinistral N-S striking faults forms the eastern boundary of the Karasu Graben (Figure 5) (Yılmaz, 1984; Rojay et al., 2001). They disperse into a 10–30 km wide belt. In the northern region, they intermixed with the faults of the Foreland Fold Thrust Belt and the branches of the East Anatolian Transform Fault. The outcrops along the graben boundaries show that they cut and offset each other (Figure 5).

Two tectonic parameters deform the Antakya and surrounding regions (Figure 6): 1 -Southward horizontal displacement: This motion may be viewed as the result of the rupture of the upper plate due to the southward migration of the Eastern Mediterranean oceanic lithosphere subducting under Anatolia (Piromallo & Morelli, 2003; Portner et al., 2018; Cemen & Perincek, 1987; Pirazzoli et al., 1991; Dilek & Flower, 2003; Boulton & Robertson, 2008; Blackwell et al., 2011, 2012; Duman et al., 2017; Yılmaz, 2020). The counterclockwise rotation of the Arabian Plate may enhance the southwesterly motion (Fig 1A). 2 - The WNW-ESE extension (Figure 6). This force has generated the N-S trending normal faults that bound the Amanos Horst (Figure 5). The two sets of faults with different trends may be observed in the Keldağ Dome area (Figure 5), where the NW-SE trending Samandağ Fault is cut by the NE-SW trending branches of the Antakya Transform Fault and has been right laterally pushed into the Mediterranean Sea region (Figure 5). The WNW-ESE-directed extension that generated the dipslip faults, on the other hand, has caused tectonic erosion of more than a 4 km thick rock sequence from the upthrown block of the Keldağ Dome (Yılmaz, 1984; 2020, 2021).

The Pazarcık-Nurhak earthquakes are among the largest (Mw: 7.8 of the south-central Anatolian earthquakes that occurred in a tectonically complex region (Pz, Nr, Figures 2, 3 and 5) (Yılmaz, 1984; Över et al., 2002, 2004; Yılmaz, 2020; Yılmaz et al., 2023b; Jia et al., 2023), where three fault zones with different trends converge (Figure 5): 1- the Southern branch of the DATF, 2- the N-S trending eastern margin faults of the Karasu Graben, and 3- the E-W trending fault set of the Foreland Fold-Thrust Belt. Around the boundaries of the Karasu Graben, these faults are observed to cut and displace one another. The distribution patterns of the aftershocks (Figure 2) also suggest that the Pazarcik earthquakes occurring on the DATF reactivated the boundary faults of the Karasu Graben, causing short (> 4m)left-lateral displacements (Kürçer et al., 2023).

The Ekinözü (Elbistan) earthquake occurred shortly after the Pazarcık earthquake and had nearly the same magnitude (Mw: 7.6) as the Pazarcık earthquake (Figure 2). The Ekinözü earthquake occurred on the Erkenek Fault (Ek, Figure 3), trending E-W in the west and deviating to NNE in the east, where it is known as the Malatya Fault (MF, Figure 3) (Akıncı et al., 2024) (MTA, 2023a ve b). The Malatya Fault extends northward (Figures 3 and 6) towards the Pülümür Fault, splaying off from the KATF (Yılmaz, 2025). The spatial relationships of these faults have not yet been clearly defined.

The Sürgü Fault, splaying off from the DATF, lies along the E-W trend of the Erkenek Fault and can be traced continuously to the Kapıdere-Kullar area near the Erkenek Fault (Figure 3) (Yılmaz, 2025 and the references therein). For this reason, these two faults were interpreted as the same fault and were named the Çardak-Sürgü Fault (Delph et al., 2024), stretching to the Çardak area in the west. However, the field data, supported by the seismic data derived from the Ekinözü earthquake, do not support this view. Although closely located, the Sürgü Fault did not suffer from the seismic activities recorded along the Erkenek Fault (Yılmaz, 2025). Furthermore, the aftershocks and surface ruptures established by the space images (i.e., CNRS/EOST and ESA/SAT data) follow the trend of the Erkenek-Malatya Fault, deviating north away from the Sürgü Fault (Yılmaz 2025 and the references therein).

The Erkenek Fault terminates at the N-S trending faults of the Sarız-Saimbeyli Fault zone, the easternmost member of the SSMZ; thus, it does not extend further westward (Figure 3). A small gap separates the aftershocks of the Ekinözü and Sarız-Saimbeyli earthquakes (Figure 2). The former aligns east-west while the latter is oriented north-south.

Most of the tectonic units defined in Northern Cyprus and the Eastern Mediterranean can be traced to the lands in the north (Dilek et al., 1990; Ünlügenç et al., 1991; Ünlügenç, 1993; Yılmaz & Gürer, 1996; Aksu et al., 2005, 2021; Dilek, 2006; Harrison et al., 2012; Ünlügenç & Akıncı, 2017; Robertson et al., 2004, 2012, 2013; Bilim et al., 2017; Yılmaz, 2020, 2021). The Antakya Transform Fault (AF, Figure 1A) is one of these structures. It can be traced continuously from the eastern end of the Cyprus Trench to the Amik Depression (Yılmaz, 2020) (Figures 1A and 3), where it meets the Dead Sea Transform Fault (Figure 5). The Antakya Fault may also be considered a transform fault because it connects the Cyprus Trench to the Dead Sea Fault, a plate boundary (Figure 5) (Tüysüz et al., 2013; Yılmaz, 2020, 2025).

Since three transform faults meet and two plates converge in the south-central Anatolia (Figures 5 and 6), many locations of triple junctions have been proposed for this region (McKenzie, 1972; Dewey et al., 1973; Jackson & McKenzie, 1984; Gülen et al., 1987; Barka & Kandinsky-Cade, 1988; Karig & Kozlu, 1990; Westaway & Arger, 1996; Şengör, 1979; Şengör et al., 2003, 2019; Gülen et al., 1987; Karig & asson et al., KAYNAKLAR / REFERENCES

- AFAD Raporu (2023a), 06 ŞUBAT 2023 Kahramanmaraş (Pazarcık ve Elbistan) Depremleri Saha Çalışmaları Ön Değerlendirme Raporu Deprem Dairesi Başkanlığı. 29 s. https://deprem. afad.gov.tr/assets/pdf/Arazi_Onrapor_28022023_ surum1_revize.pdf
- AFAD (2023b) https://tadas.afad.gov.tr/stationdetail/2306, Erişim Tarihi: 25/10/2024.
- Akıncı, A. C. ve Ünlügenç, U.C. (2023). 6 Şubat 2023 Kahramanmaraş Depremleri: Sahadan Jeolojik Veriler, Değerlendirme ve Adana için Etkileri. *Çukurova Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, 38*(2), 553-569. https://doi. org/10.21605/cukurovaumfd.1334155
- Akıncı, A., Dindar, A. A., Bal, İ. E. Ertuncay D., Smyrou, E. & Cheloni, D. (2024). Characteristics of strong ground motions and structural damage patterns from the February 6th, 2023, Kahramanmaraş earthquakes, Türkiye. *Natural Hazards* (2024). https://doi.org/10.1007/s11069-024-06856-y
- Aksu, A. E., Calon, T. J, Hall, J. & Yaşar D. (2005), Origin and evolution of the Neogene İskenderun basin, Northeastern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 221(1-4),161–187. https://doi. org/10.1016/j.margeo.2005.03.010
- Aksu, A., J. Hall, & Yaltırak, C. (2021). Miocene– Quaternary tectonic, kinematic and sedimentary evolution of the eastern Mediterranean Sea: A regional synthesis. *Earth-Science Reviews*, 220, Article 103719. https://doi.org/10.1016/j. earscirev.2021.103719
- Aktuğ, B., Özener, H., Doğru, A., Sabuncu, H., Turgut, B., Halıcıoğlu, K., Yilmaz, O. & Havazlı, E. (2016). Slip rates and seismic potential on the East Anatolian Fault System using an improved GPS velocity field. *Journal of Geodynamics*, 94-95, 1-12. http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2016.01.001.
- Akyüz, H.S., Yaltırak, C., Sunal, G., Zabçı, C., Tarı, U., Uçarkuş, G., Sancar, T., Köküm, M., Yakupoğlu, N., Kiray H.N., Sabuncu, A. & Şahin, M., (2023). *1. Depreme Dair Jeolojik, Jeofizik, Jeodezik ve Jeomorfolojik Ön Tespitler. 6 Şubat 2023 04.17 Mw* 7,8 Kahramanmaraş (Pazarcık, Türkoğlu), Hatay (Kırıkhan) ve 13.24 Mw 7,7 Kahramanmaraş (Elbistan/Nurhak-Çardak) Depremleri. İTÜ Ön İnceleme Raporu.

Kozlu. 1990: Özeren & Holt. 2010: Masson et al.. 2010; Meghraoui et al., 2011; Arpat & Saroğlu, 1975; Rotstein & Bartov, 1989; Saroğlu et al., 1992; Kiratzi, 1993; Rojav et al., 2001; Över et al., 2004b; Duman & Emre, 2013; Reitman et al., 2023; Över et al., 2023; Ünlügenç et al., 2023; Karabacak et al., 2023). Among these, three favored areas are a) the Kahramanmaras depression, b) the tectonic depression within the Karasu Graben, located between the northern and southern branches of the East Anatolian Transform Fault (DATF), and c) the junction of the Sürgü Fault and the DATF (1, 2, and 3, Figure 3). However, the data presented in the preceding paragraphs do not align with these areas as intracontinental triple junctions.

The Kahramanmaraş depression, the more favored hypothesis, views the northern edge of the basin as a plate boundary. The field data reveal the presence of several short oblique faults along the northern edge of the Kahramanmaraş depression. These strike-slip and reverse-slip components thrust the northerly located Ahırdağ anticline over the Kahramanmaraş depression (the Kahramanmaraş syncline) (Yılmaz, 2025).

Among the models proposed for a triple junction, the Amik Depression may be a better candidate where the Antakya Transform Fault and the Dead Sea Transform Fault meet. The Amik Depression, bounded by these faults, extends southward and enlarges (AD; Figure 3) (Över & Ünlügenç, 1998; Över et al., 2002, 2004b; Masson et al., 2010; Meghraoui et al., 2011; Mahmud et al., 2012; Tüysüz et al., 2013; Yıldız et al., 2020; Cosca et al., 2021; Ünlügenç et al., 2023; Özkan et al., 2023; Yılmaz, 2025).

ORCID

Yücel Yılmaz https://orcid.org/0000-0002-4851-0822 *Ömer Feyzi Gürer* https://orcid.org/0000-0001-7210-769X *Erdinç Yiğitbaş* https://orcid.org/0000-0002-0513-9138

- Alchalbi, A., Daoud, M., Gomez, F., McClusky, S., Reilinger, R. ... & Barazangi, M. (2010). Crustal deformation in northwestern Arabia from GPS measurements in Syria: slow slip rate along the northern Dead Sea Transform fault. *Geophysical Journal International*, 180(1), 125-135. https:// doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04431.x
- Ambraseys, N. N. (2009). Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: A Multidisciplinary Study of Seismicity up to 1900. Cambridge University Press.
- Ambraseys, N. N. & Finkel, C. (1995). The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, A Historical Review, 1500-1800. İstanbul, Eren Yayınevi, İstanbul, Turkey.
- Ambraseys, N. N. & Melville, C. P. (1995). Historical evidence of faulting in Eastern Anatolia and Northern Syria. *Annals of Geophysics*, *38*(3-4). https://doi.org/10.4401/ag-4110
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F. (1975). Türkiye'deki Bazı Genç Tektonik Olaylar. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 18(1), 91-101. https://www.jmo.org.tr/resimler/ ekler/91c54d666032076_ek.pdf
- Balkaya, M., Özden, S. & Akyüz, H.S. (2021), Morphometric and Morphotectonic Characteristics of Sürgü and Çardak Faults (East Anatolian Fault Zone). Journal of Advanced Research in Natural and Applied Sciences, 7(3), 375-392. https://doi. org/10.28979/jarnas.939075
- Barbot, S., Luo, H., Wang, T., Hamiel, Y., Piatibratova, O., Javed, M. T., Braitenberg, C. & Gurbuz, G. (2023). Slip distribution of the February 6, 2023
 Mw 7.8 and Mw 7.6, Kahramanmaraş, Turkey earthquake sequence in the East Anatolian Fault Zone. *Seismica*, 2(3). https://doi.org/10.26443/ seismica.v2i3.502
- Barka, A. A. & Hancock, P. L. (1984). Neotectonic deformation patterns in the convexnorthwards arc of the North Anatolian Fault Zone. In Dixon, J. E. & Robertson, A. H. F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, 17. Geological Society, London, pp. 763–774 (Spec. Publ.)*
- Barka, A. & Kadinsky-Cade, K. (1988), Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7(3), 663-684. https://doi.org/10.1029/TC007i003p00663

- Bertrand, S., Meghraoui, M., McCluskey, S., Altunel, E. & Ergintav, S. (2006). Present-day crustal motions at the triple junction between the Dead Sea Transform fault, the East Anatolian Fault, and the Cyprus Arc (SE Turkey). *Geophysical Research Abstracts, 8*, 10004. Europe Geoscience Union, 8, pp.8-9.
- Bilim A., Aydemir A. & Ateş, A. (2017), Tectonics and thermal structure in the Gulf of Iskenderun (southern Turkey) from the aeromagnetic, borehole, and seismic data. *Geothermics* 70, 206– 221.
- Biryol C.B., Beck, S.L., Zandt, G. & Özacar, A.A. (2011) Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic *P*-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 184(3), 1037-1057. https://doi. org/10.1111/j.1365-246X.2010.04910.x
- Blackwell, B.A.B., Florentin, J., Tüysüz, O., Tarı, U., Genç, Ş.C., İmren, C. & Kim, M. (2011). An uplifting idea: ESR dating marine terraces in Hatay province, Turkey. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 43, 273.
- Blackwell, B. A. B., Florentin, J. A., Tüysüz, O., Tarı, U., Genç, Ş. C., İmren, C. & Blickstein, J. (2012). Slipping up? ESR dating mollusks from marine terraces in Hatay Province, Turkey. *Geological Society of America Abstracts with Programs, 44*, 296.
- Boulton, S.J. (2013), Tectonic development of the southern Karasu Valley, Turkey: successive structural events during basin formation. In Robertson, A. H. F., Parlak, O. & Ünlügenç, U. C. (Eds.) *Geological development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. Special publications, 372, 531–546.* Geological Society, London.
- Boulton, S. J. & Robertson, A. H. F. (2008). The Neogene-Recent Hatay Graben, South Central Turkey: graben formation in a setting of oblique extension (transtension) related to the postcollisional tectonic escape. *Geological Magazine*, 145(6), 800–821. https://doi.org/10.1017/ S0016756808005013
- Chen W, Gang, R., Dengjie, K., Zhifan, W. & Dun. W. (2023). Early Report of the Source Characteristics, Ground Motions, and Casualty Estimates of

the 2023 Mw 7.8 and 7.5 Turkey Earthquakes. *Journal of Earth Science*, *34*, 297–303. https://doi. org/10.1007/s12583-023-1316-6

- Chorowicz, J., Luxey, P., Lyberis, N., Carvalho, J., Parrot, J. F., Yürür, T. & Gündoğdu, N. (1994), The Maraş Triple Junction (southern Turkey) based on digital elevation model and satellite imagery interpretation. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 99(B10), 20225-20242. https://doi. org/10.1029/94JB00321
- Confal J.M., M. Facenna, T. Eken, T. Taymaz T (2018), Numerical simulation of 3-D mantle flow evolution in subduction zone environments in relation to seismic anisotropy beneath the eastern Mediterranean region. *Earth and Planetary Science Letters*, 497, 50–61. https://doi. org/10.1016/j.epsl.2018.06.005.
- Cosca, M.A., Reid, M., Delph, J.R., Gençalioğlu Kuşcu, G., Blichert-Toft, J., Premo, W., Whitney, D.L., Teyssier, C. & Rojay, B. (2021), Age and mantle sources of Quaternary basalts associated with "leaky" transform faults of the migrating Anatolia Arabia- Africa triple junction: *Geosphere*, 17(1), 69–94, https://doi.org/10.1130/GES02266.1.
- Çemen, İ. & Perinçek, D., (1987). Extensional origin of the Hatay – Karasu Graben. Proceeding of the 20th Anniversary Symposium at Hacettepe University (p.14-17), Ankara,.
- Çemen, İ., Göncüoğlu, M.C., Kozlu, H., Perinçek, D. &Dirik, K. (1992), Indentation in southeastern Anatolia and its effect in central Anatolia. *Proceedings of First International Symposium of Eastern Mediterranean Geology* (p.324–326).
- Çemen, İ. & Yılmaz, Y. (2017). Active global seismology. Neotectonic and earthquake potential of the Eastern Mediterranean Region. *Geophysical Monograph, vol 225.* AGU Wiley Press, New York.
- Dal Zlio, L. & Ampuero-P. (2023). Earthquake doublet in Turkey and Syria. *Communications Earth & Environment, 4,* Article 71. https://doi. org/10.1038/s43247-023-00747-z
- Delph J. R., Darin, M. H., Whitney D. L., Cosca M. A. ...& Beck, S. L. (2024). Deep Lithospheric Controls on Surface Deformation around the East Anatolian Fault Zone and A³ triple Junction. *GSA Today 34*(8), 4-12. https://doi.org/10.1130/ GSATG584A.1

- Delouis, B., van den Ende, M. & Ampuero, J-P. (2023). The kinematic rupture model of the February 6th, 2023, Mw7.8 Turkey earthquake from a large set of near-source strong motion records combined by GNSS offsets reveals intermittent super shear rupture. ESSOpenArchive (Preprint) (2023). https://doi.org/10.22541/ essoar.168286647.71550161/v1.
- Dembo, N., Granot, R. & Hamiel, Y. (2021). Mechanical contrast and asymmetric distribution of crustal deformation across plate boundaries: Insights from the northern Dead Sea Transform fault system. *Geology*, 49(5), 498–503. https://doi. org/10.1130/G48342.1
- DEÜ Raporu (2023). 06 Şubat 2023, 04:17, Mw=7.7, h=9 km Pazarcık (Kahramanmaraş) Depremi 06 Şubat 2023, 13:24, Mw=7.6, h=7 km Elbistan (Kahramanmaraş) Depremi 20 Şubat 2023, 20:04, Mw=6.4,h=22kmDefne (Hatay) Depremi, Deprem Raporu. Dokuz Eylül Üniversitesi, Alsancak/ İzmir, 62 s. https://haber.deu.edu.tr/wp-content/ uploads/2023/03/DOKUZ-EYLU%CC%88L-U%CC%88NI%CC%87VERSI%CC%87TESI% CC%87-DEPREM-RAPORU-1.pdf
- Dewey, J. F., Pitman III, W. C., Ryan, W. B. F. & Bonnin, J. (1973). Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. *GSA Bulletin* 84(10), 3137–3180. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2.
- Dilek, Y. (2006). Collision tectonics of the Mediterranean region: causes and consequences. In Dilek, Y. & Pavlides, S. (Eds.), Post collisional tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia. Geological Society of America, Special Papers, vol 409, 1–13. https://doi. org/10.1130/2006.2409(01).
- Dilek, Y., Thy, P., Moores, E. M. & Ramsden, T. W. (1990), Tectonic evolution of the Troodos ophiolite within the Tethyan framework. *Tectonics* 9(4), 811–823.
- Dilek Y. & Flower, M. F. J. (2003). Arc-trench rollback and forearc accretion: 2. Model template for Albania, Cyprus, and Oman. In Dilek, Y. & Robinson, P.T. (Eds.), *Ophiolites in Earth History. Special publications, 218. Geological Society, London*, pp 43–68. https://doi.org/10.1144/GSL. SP.2003.218.01.04.

- Dilsiz, A., Günay, S., Mosalam K., ... & Safiey, A. (2023). StEER-EERI: 2023 Mw 7.8 Kahramanmaraş, Türkiye Earthquake Sequence Joint Preliminary Virtual Reconnaissance Report (PVRR). Report number PRJ-3824. https://doi. org/10.17603/ds2-7ry2-gv66
- Ding, H., Zhou, Y., Ge, Z., Taymaz, T., Ghosh, A., Xu, A.H., Irmak, T. S. & Song, X. (2023), High-resolution seismicity imaging and early aftershock migration of the 2023 Kahramanmaraş (SE Türkiye) M_w7.9 & 7.8 earthquake doublet. *Earthquake Science*, 36(6), 417–432. https://doi. org/10.1016/j.eqs.2023.06.002
- Ding, X., Xu, S., Xie., Van den Ende, M., Premus, J. & Ampuero-P. (2023). The sharp turn: Backward rupture branching during the 2023 M_w 7.8 Kahramanmaraş (Türkiye) Earthquake. *Seismica* 2(3). https://doi.org/10.26443/seismica.v2i3.1083
- Duman T. Y. & Emre, Ö. (2013). The East Anatolian 458 Fault: geometry, segmentation, and jog characteristics. In Robertson, A. H. F., Parlak, O. & Ünlügenç, U. C. (Eds.), *Geological development* of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. Special Publications, vol 372, Geological Society, London, pp 495–529.
- Duman, D. Y, Robertson, A. H. F. & Elmacı, K. M. (2017), Paleozoic- Recent geological development and uplift of the Amanos Mountains (S Turkey) in the critically located northwesternmost corner of the Arabian continent. *Geodinamica Acta*, 29(1), 103–138. https://doi.org/10.1080/09853111.2017. 1323428
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. & Şaroğlu, F. (2013). Active Fault Map of Turkey with an Explanatory Text. 1:1,250,000 Scale. General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) ISBN: 978-605-5310-56-1.
- Esat, K. & Seyitoğlu, G. (2023). 2023.02.06 Kahramanmaraş Depremlerinin yüksek çözünürlüklü uydu ve hava görüntülerine dayalı yüzey kırığı haritası-Surface rupture map of the 2023.02.06 Kahramanmaraş Earthquakes based on high resolution satellite and aerial imagery. Technical Report, Researchgate, 5p. http://dx.doi. org/10.13140/RG.2.2.36259.32808

- Facenna, C., Becker, T.W., Jolivet, L. & Keskin, M. (2013). Mantle convection in the Middle East: reconciling Afar upwelling, Arabia indentation, and Aegean trench rollback. *Earth and Planetary Science Letters*, 375, 254–269. https://doi. org/10.1016/j.epsl.2013.05.043
- Florentine, J. A., Bonnie, A., Blackwell, B., Tüysüz, O., Tarı, U., Genç, Ş.C., İmren, C., Mo, S., Yiwen, E., Huang, W., Joel, I., Blickstein, B., Skinner, A. R., & Kim, M. (2014). Monitoring tectonic uplift and paleoenvironmental reconstruction for marine terraces near Mağaracık and Samandağ, Hatay Province, Turkey. *Radiation Protection Dosimetry*, 159(1-4), https://doi.org/10.1093/rpd/ ncu179.
- Garfunkel Z. (1997). The History and Formation of the Dead Sea Basin. In Niemi T. M., Ben Avraham Z. & Gat J. R. (Eds.), *The Dead Sea: The Lake and Its Setting* (pp. 36–56). Oxford University Press. ISBN 978-0-19-508703-1.
- Garfunkel Z. (2014). Lateral motion and deformation along the Dead Sea transform Fault. In Garfunkel, Z., Ben-Avraham, Z. & Kagan, E. (Eds), *The Dead Sea Transform Fault System: Reviews. Modern Approaches in Solid Earth Sciences*, 6, 109–250. https://doi.org/10.1007/978-94-017-8872-4-5
- Girdler, R. W. (1990). The Dead-Sea Transform-Fault System. *Tectonophysics*, *180*(1), 1-13.
- Goldberg, D. E., Taymaz, T., Reitman, N. G., Hatem, A. E., ... & Altuntaş, C. (2023). Rapid characterization of the February 2023 Kahramanmaraş, Türkiye, earthquake sequence. *The Seismic Record*, 3(2), 156-165. https://doi.org/10.1785/0320230009
- Gomez, F., Cochran, W. J., Jaafar, R., Reilinger, R., Floyd, M., King, W. & Barazangi, M. (2020). Fragmentation of the Sinai Plate indicated by spatial variation in present-day slip rate along the Dead Sea Transform Fault System. *Geophysical Journal International*, 221(3), 1913-1940. https:// doi.org/10.1093/gji/ggaa095
- Govers, R. & Fichtner, A. (2016). Signature of slab fragmentation beneath Anatolia from fullwaveform tomography. *Earth and Planetary Science Letters, 450,* 10–19. https://doi. org/10.1016/j.epsl.2016.06.014
- Graciela, R.L. (2022). High-quality parametric seismic catalogs from several sources around the Dead

Sea Transform fault Zone and in Turkey [PhD Thesis]. ETH Zurich. https://doi.org/10.3929/ ethz-b-000534303.

- Guidoboni, E., Comastri, A. & Traina, G. (1994). Catalog of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century. Instituto Nazionale di Geofisica, Rome, 504 pp.
- Guidoboni, E. & Comastri, A. (2005). Catalog of Earthquakes and Tsunamis in the Mediterranean Area from the 11th to the 15th Century. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- Guo, Y., Li, H., Liang, P., Xiong, R., Chaozhong, H., Xu, Y. (2023). Preliminary report of coseismal surface rupture (part) of Turkey's Mw 7.8 earthquake by remote sensing interpretation. *Earthquake Research Advances*, 4(1) Article 100219. http:// doi.org/10.1016/j.eqrea.2023.100219
- Gülen, L., Barka, A. A. & Toksöz, M. N. (1987). Continental collision, and related complex deformation: Maras Triple Junction and surrounding structures in SE Turkey. Spec. Publ., Hacettepe University, Ankara, Turkey.
- Gürboğa, Ş., Kayadibi, Ö., Akıllı, H., Arıkan, S. & Tan, S. (2024). Preliminary results of the great Kahramanmaraş 6 February 2023 Earthquakes (MW 7.7 and 7.6) and 20 February 2023 Antakya Earthquake (MW 6.4), Eastern Türkiye. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 33(1), Article 3. https:// doi.org/10.55730/1300-0985.1896
- Gürbüz, A. (2023). Is there activity switching among the continental transform faults in the Eastern Mediterranean region?. *International Journal of Earth Sciences*, *112*(7), 1891-1900.
- Gürbüz, A. & Gürer, Ö. F. (2009). Middle Pleistocene extinction process of pull-apart basins along the North Anatolian Fault Zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors 173* (2009) 177–180.
- Güvercin, S. E., Karabulut, H., Konca, A. O., Doğan, U. & Ergintav S. (2022). Active seismotectonics of the East Anatolian Fault. *Geophysical Journal International.* 230(1): 50–69. https://doi. org/10.1093/gji/ggac045.
- Harrison, R. W., Tsiolakis, E., Stone, B. D. Lord, A., McGeehan, J. P., Mahan, S. A. & Chirico, P. (2012). Late Pleistocene and Holocene uplift history of Cyprus: implications for active tectonics along

the southern margin of the Anatolian microplate. In Robertson, A. H. F., Parlak, O. & Ünlügenç, Ü. (Eds.), *Geological development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean region* (pp 561– 584). Spec Publ., London.

- He, L., Feng, G., Xu, W., Wang, Y., ... & Liu, X. (2023), Coseismic Kinematics of the 2023 Kahramanmaraş, Turkey Earthquake Sequence from InSAR and Optical Data. *Geophysical Research Letters*, 50(17), Article e2023GL104693. https://doi.org/10.1029/2023GL104693
- Heimann, A. & Ron, H. (1993). Geometric changes of plate boundaries along part of the northern Dead Sea Transform: Geochronologic and paleomagnetic evidence. *Tectonics*, *12*(2), 477-491. https://doi.org/10.1029/92TC01789.
- Herece E. (2008). Doğu Anadolu Fayı (DAF) Atlası (East Anatolian Fault Atlas). Special publications. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara. Serial Number: 13, 359 s.
- Hubbard, J. & Bradley, K. (2024). One year after the February 6 Türkiye-Syria earthquakes. *Earthquake Insights*, https://doi.org/10.62481/266f3dbf.
- Hubert-Ferrari A., King G. C. P. K., van der Woerd J., ... & Armijo, R. (2009). Long-term evolution of the North Anatolian Fault: New constraints from its eastern termination. *Geological Society*, *London, Special Publications, 311*(1):133-154. https://doi.org/10.1144/SP311.5
- Hussain, E., Kalaycıoğlu, S., Milliner, C. W. D. & Çakır, Z. (2023). Preconditioning the 2023 Kahramanmaraş (Türkiye) earthquake disaster. *Nature Reviews Earth & Environment*, *4*, 287-289. http://doi.org/10.1038/s43017-023-00411-2
- İÜ-Cerrahpaşa Raporu (2023). 6 Şubat 2023 Pazarcık (Kahramanmaraş) Depremi Ön İnceleme Raporu. İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa, İstanbul, 3 s. https://cdn.iuc.edu.tr/FileHandler2.ashx?f=6subat-2023-pazarcik-(kahramanmaras)-depremion-inceleme-raporu_638114540579749734.pdf
- İTÜ Raporu (2023). 06 Şubat 2023 Depremleri Ön İnceleme Raporu. İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul. 136 s. https://haberler.itu.edu.tr/docs/ default-source/default-document-library/2023_ itu_deprem_on_raporu.pdf
- Jackson, J. & D. P. McKenzie, (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International*, 77(1), 185-264. https://doi. org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01931.x
- Jia, Z., Jin, Z., Marchandon, M., Ulrich, T., Gabriel, A. A., Fan, W. Shearer, P., Zou, X., Rekoske, J., Bulut, F., Garagon, A. & Fialko, Y. (2023). The complex dynamics of the 2023 Kahramanmaraş, Turkey, M_w 7.8-7.7 earthquake doublet. Science, *381*(6661), 985–990. https://doi.org/10.1126/ science.adi0685
- Jiang, X. Y., Song, X. D., Li, T. & Wu, K.X. (2023). Moment magnitudes of two large Turkish earthquakes on February 6, 2023, from longperiod coda. *Earthquake Science*, *36*(2), 169–174, http://doi.org/10.1016/j.eqs.2023.02.008
- Jolivet, L. & Facenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision. *Tectonics*, 19, 1095–1106.
- Kahle, H. G., Concord, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A. & Veis G. (2000). GPS derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian plates. *Journal of Geophysical Research*, Solid Earth, 105(B10), 23353–23370.
- Karabacak, V. (2007). *Ölü Deniz Fay Zonu Kuzey Kesiminin Kuvaterner Aktivitesi* [Doktora Tezi]. Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 325s
- Karabacak V. Ç. Özkaymak, H. Sözbilir, O Tatar,
 ... & Arslan, G. (2023). The 2023 Pazarcık (Kahramanmaraş, Türkiye) Earthquake (Mw:
 7.7): Implications for surface rupture dynamics along the East Anatolian Fault Zone. *Journal of the Geological Society*, *180*(3), Article jgs2023-020. https://doi.org/10.1144/jgs2023-020
- Karabulut, H., Güvercin, S. E., Hollingsworth, J. & Konca, A. Ö. (2023). Long silence on the East Anatolian Fault Zone (Southern Turkey) ends with devastating double earthquakes (6 February 2023) over a seismic gap: implications for the seismic potential in the Eastern Mediterranean region. *Journal of the Geological Society*. 180(3), Article jgs2023-021. https://doi.org/10.1144/jgs2023-021
- Karaoğlu, Ö., Gülmez, F., Göçmengil, G., Lustrino, M., Di Giuseppe, P., Manetti, P., Savaşçın, M.Y.

& Agostini, S. (2020). Petrological evolution of Karlıova-Varto volcanism (Eastern Turkey): Magma genesis in a transtensional triple-junction tectonic setting. *Lithos, 364–365*, Article 105524. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105524

- Karig, D. E. & Kozlu, H. (1990), Late Paleogene– Neogene evolution of the triple junction region near Maras, south-central Turkey. *Journal of the Geological Society* 147(6), 1023–1034. https:// doi.org/10.1144/gsjgs.147.6.1023
- Kaviani, A., Sandvol, E., Moradi, A., Rümpker, G., Tang, Z. & Mai, P.M. (2018). Mantle transition zone thickness beneath the middle East: evidence for segmented Tethyan slabs, delaminated lithosphere, and lower mantle upwelling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123*(6), 4886– 4905. https://doi.org/10.1029/2018JB015627
- Kiratzi, A. A. (1993). A study on the active crustal deformation of the north and east Anatolian fault zones. *Tectonophysics*, 225(3), 191-203. https:// doi.org/10.1016/0040-1951(93)90279-S
- Kobayashi., Munekane, H., Kuwahara, M, and Furui, H. (2024), Insights on the 2023 Kahramanmaraş Earthquake, Turkey, from InSAR: fault locations, rupture styles, and induced deformation. *Geophysical Journal International*, 236(2):1068-1088. http://doi.org/10.1093/gji/ggad464
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S. & Kuloshvili, S. (2001). Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 14(1-3), 177–195. https://doi. org/10.1016/S0985-3111(00)01064-0
- KOERI (Boğaziçi University the Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute), (2023a). 06 Şubat 2023 Sofalaca- Şehitkamil- Gaziantep; Ekinözü-Kahramanmaraş ve 20 Şubat 2023 Hatay Depremleri. 25p. KOERI-RETMC Earthquake Catalog Search System (WWW Document). http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/zeqdb/(2023)
- KOERI (Boğaziçi University, the Kandilli Observatory, and Earthquake Research Institute) (2023b).
 06 Şubat 2023 Sofalaca Şehitkamil Gaziantep Depremi. 7p. KOERI-RETMC Earthquake Catalog Search System [WWW Document http:// www.koeri.boun.edu.tr/sismo/zeqdb/(2023).

- Kounoudisi, R., Bastow, I. D., Ogden, C. S., Goes, S., Jenkins, J., Grant, B. & Braham, C. (2020), Seismic tomographic imaging of the Eastern Mediterranean mantle: implications for terminal stage subduction, the uplift of Anatolia, and the Development of the North Anatolian Fault. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 21*(7), Article e2020GC009009. https://doi.org/10.1029/2020GC009009
- Kusky, T. M., Bozkurt, E., Jiannan, M. & Lu, W. (2023). Twin Earthquakes Devastate Southeast Türkiye and Syria: First Report from the Epicenters. *Journal of Earth Science*, 34(2), 291-296. https:// doi.org/10.1007/s12583-023-1317-5
- Kürçer, A., Elmacı, H., Özdemir, E., Güven, C., Güler, T., Avcu, İ. ve Özalp S. (2023a). 06 Şubat 2023 Pazarcık (Kahramanmaraş) Depremi (Mw 7,7) Saha Gözlem Raporları Serisi, 1- Amanos Segmenti (Rapor No: 14121), 45 s.
- Kürçer, A., Elmacı, H., Özdemir, E., Güven, C., Güler, T., Avcu, İ., Olgun, Ş., Avcı, H. O., Aydoğan, H., Yüce, A. A., Çetin, F. E., Ayrancı, A., Akyol, Z., Soykasap Ö. A., Altuntaş, G., Demirörs, U., Karayazı, O., Bayrak, A. ve Özalp, S. (2023b). 06 Şubat 2023 Pazarcık (Kahramanmaraş) Depremi (Mw 7,7) Saha Gözlemleri ve Değerlendirmeler (Rapor No: 14138). MTA Genel Müdürlüğü, 187 s., Ankara.
- Lei J. & Zhao D. (2007). Teleseismic evidence for a break-off subducting slab under Eastern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 257(1–2), 14–28. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.011
- Lekkas, E., Carydis, P., Vassilakis, E., Mavroulis, S., Argyropoulos, I., Sarantopoulou, A., Mavrouli, M., Konsolaki, A., Gogou, M., Katsetsiadou, K. N., Kotsi, E., Spyrou, N. I., Diakakis, M., Kranis, H., Skourtsos, E., Lozios, S. & Soukis, K. (2023). The 6 February 6, 2023, Turkey-Syria Earthquakes. Newsletter of Environmental, Disaster and Crises 22 Management Strategies, 29, ISSN 2653-9454. http://doi.org/10.13140/RG.2.2.17643.82726
- Li, S., Wang, X., Tao, T., Zhu, ... & Song, S. (2023). Source Model of the 2023 Turkey earthquake Sequence imaged by Sentinel-1 and GPS Measurements: Implications for heterogeneous fault behavior along the East Anatolian fault Zone. *Remote Sensing 15*(10), Article 2618. https://doi. org/10.3390/rs15102618

- Liu, C., Lay, T., Wang, R., Taymaz, T., Xie, Z., Xiong, X., Irmak, T. S., Kahraman, M., Erman, C. (2023). Complex multi-fault rupture and triggering during the 2023 earthquake doublet in southeastern Türkiye. *Nature Communications, 14*, Article 5564. https://doi.org/10.1038/s41467-023-41404-5
- Lomax, A. & Precise, A. (2023). NLL-SSST-coherence hypocenter catalog for the 2023 Mw 7.8 and Mw 7.6 SE Turkey earthquake sequence, Zenodo (2023). https://doi.org/10.5281/zenodo.7727678
- Ma, Z., Li, C., Jiang Y., ... & Wei, S. (2024), Space Geodetic Insights to the Dramatic Stress Rotation Induced by the February 2023 Turkey-Syria Earthquake Doublet. *Geophysical Research Letters*, 51(6), Article e2023GL107788. https:// doi.org/10.1029/2023GL107788
- Mahmoud, Y., Masson, F., Meghraoui, M., Çakır, Z., Alchalbi, A., ... & İnan, S. (2012). Kinematic study at the junction of the East Anatolian Fault and the Dead Sea Transform fault from GPS measurements. *Journal of Geodynamics*, 67, 30-39. https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.05.006
- Maggen, Y., Baer, G., Ziv, A., ... & Gürbüz, G. (2024). Fault Coalescence, slip distribution, and Stress drop of the February 2023 Southeast Türkiye earthquakes from Joint inversion of SAR, GNSS, and Burst overlap interferometry. (2024). Seismological Research Letters, 95(2A), 680– 696. https://doi.org/10.1785/0220230271
- Marco S. (2007). Temporal variation in the geometry of a strike-slip fault zone: Examples from the Dead Sea Transform. *Tectonophysics*. 445(3–4), 186– 199. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.08.014
- Mart, Y., Ryan, W. B. F. & Lunina, O. V. (2005). Review of the tectonics of the Levant Rift system: the structural significance of oblique continental breakup. *Tectonophysics*. 395(3–4), 209–232. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.09.007
- Masson, F., Mahmoud, Y., Çakır, Z., Yavaşoğlu, H., Meghraoui, M., Alchalbi, A. & Ergintav S. (2010).
 GPS characterization of the triple junction between Arabia, Africa, and Anatolia: new measurements in SE Turkey and NW Syria. Wegener 2010, 15th general assembly of Geodinamica Acta, 53, Wegener, Programme, and book of abstracts, 14–17 September 2010. Geodesy Department of

Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute of Boğaziçi University, Istanbul, Turkey.

- McClusky., S., Balassanian, S, Barka, A., Demir, C. ... & Veis, G. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal* of Geophysical Research, 105, (B3), 5695-5719. https://doi.org/10.1029/1999JB900351
- McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- Meghraoui, M., Çakır, M. Z., Masson, F., Mahmood, Y. and 6 others (2011). Kinematic modeling at the triple junction between the Anatolian, Arabian, African plates (NW Syria and in SE Turkey). EGU-2011, *Geophysical Research Abstracts*, 13, (2011), p.12599.
- Melgar, D., Taymaz, T., Ganas, A., Crowell, B., Öcalan, T., Kahraman, M., Tsironi, V., Yolsal-Çevikbilen, S., Valkaniotis, S., Irmak, T. S., Eken, T., Erman, C., Özkan, B., Dogan, A. H., & Altuntaş, C. (2023). Sub- and super-shear ruptures during the 2023 Mw 7.8 and Mw 7.6 earthquake doublet in SE Türkiye. *Seismica, 2*(3). https://doi.org/10.26443/seismica. v2i3.387
- Meng, J., Kusky, T., Bozkurt, E., Deng, H. & Sinoplu, O. (2024). Partitioning Anatolian Kinematics into Tectonic Escape and Slab Rollback Dominated Domains. *Journal of Earth Science*, 35, 758–768. https://doi.org/10.1007/s12583-023-1906-3
- MTA Raporu (2023a). 06 Şubat 2023 Pazarcık (Kahramanmaraş) (Mw 7,7) ve Elbistan (Kahramanmaraş) (Mw 7,6) Depremleri Bilgi Notu. MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı 20 Şubat 2023 Ankara, 5p.
- MTA Report (2023b). 20 Şubat 2023 Defne (Hatay) Depremi (Mw 6,4) Bilgi Notu. MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı 20 Şubat 2023 Ankara, 5p.
- Muehlberger, W. R. & Gordon, M. B. (1987). Observations on the complexity of the East Anatolian Fault, Turkey. *Journal of Structural Geology*, 9(7), 899-903. https://doi. org/10.1016/0191-8141(87)90091-5
- Ni, S., Sun, H., Somerville, P., Yuen, D. A., Milliner, C., Wang, H., Zhou, J., Cui, Y. (2023). Complexities

of Turkey-Syria doublet earthquake sequence. *The Innovation, 4*(3), Article 100431. https://doi. org/10.1016/j.xinn.2023.100431

- Okuwaki, R., Yagi, Y., Taymaz, T., Hicks, S. P. (2023). multi-scale rupture growth with alternating directions in a complex fault network during the 2023 south-eastern Türkiye and Syria earthquake doublet. *Geophysical Research Letters*, 50(12), Article e2023GL103480. https://doi. org/10.1029/2023GL103480
- Över, S. & Ünlügenç, U. C. (1998). Seismotectonic Evidence of the Antioch Triple Junction and Resent Temporal Change in Quaternary to Present-day Stress State Along Hatay Region (SE-Turkey). *Third International Geology Symposium*, *Proceeding Book* (p. 98), Ankara.
- Över, S., Ünlügenç, U. C. & Bellier, O. (2002), Quaternary stress regime changes in the Hatay region (SE Turkey). Geophysical Journal International, 148(3), 649–662. https://doi. org/10.1046/j.1365-246X.2002.01621.x
- Över, S., Demirci, A. 6 Özden, S., (2023). Tectonic implications of the February 2023 Earthquakes (Mw7.7, 7.6 and 6.3) in south-eastern Türkiye. *Tectonophysics*, 866(2023) Article 230058. https:// doi.org/10.1016/j.tecto.2023.230058
- Över, S., Özden, S. & Yilmaz, H. (2004a). Late Cenozoic stress evolution along the Karasu Valley, SE Turkey. *Tectonophysics 380*, 43–68.
- Över, S., Kavak, K. S., Bellier, O. & Özden, S. (2004b). Is the Amik Basin (SE-Turkey) a Triple Junction Area? Analyses of SPOT XS Imagery and Seismicity. *International Journal of Remote Sensing*, 25(19), 3857–3872. https://doi.org/10.10 80/01431160310001654437
- Özaçar, A. A., Uzel, B., Bozkurt, E., Sançar, T., Sopacı, E., Okay, H. B., Kaymakçı, N., Rojay, B., Gülerce, Z., Kıncal, C., Köksal, D. & Gregory, L. (2023). Active Tectonic Setting and Seismic Source. In Çetin, K. Ö. & Ilgaç, M. (Coodinators), *Reconnaissance Report on February 6, 2023, Kahramanmaraş-Pazarcık (M_w=7.7) and Elbistan* (M_w=7.6) Earthquakes (52-74). http://dx.doi. org/10.13140/RG.2.2.15569.61283/1
- Özbey, V., Şengör, A. M. C., Henry, P., ... & Öğremen, N. (2024). Kinematics of the Kahramanmaraş triple junction and of Cyprus: evidence of shear

partitioning. *BSGF - Earth Sciences Bulletin, 195*, Article 15. https://doi.org/10.1051/bsgf/2024012

- Özeren, M. S. & Holt, W. E. (2010). The dynamics of the eastern Mediterranean and eastern Turkey. *Geophysical Journal International 183*(3), 1165–1184. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04819.x
- Özkan. A., Yavaşoğlu, H. & Masson, F. (2023), Revealing the present-day strain accumulation and Fault kinematics on the Hatay Triolet Junction using new geodetic constraints. *Tectonophysics*,854, Article229819. https://doi. org/10.1016/j.tecto.2023.229819
- Palutoğlu, M. & Şaşmaz, A. (2017). 29 November, 1 Kahramanmaraş earthquake Southern Turkey. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 155, 187–202. https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.314211
- Parlak, O., Yavuzoğlu, A., Bayrak, A., Karayazı, O., Olgun, Ş. (2023). 06 Şubat (2023) Elbistan (Kahramanmaraş) Depremi (Mw 7,6) Saha Gözlemleri ve Değerlendirmeler (Rapor No: 14139). MTA Genel Müdürlüğü, 99s, Ankara.
- Perinçek, D. & Çemen, İ. (1990). Structural relationship between the East Anatolian and the Dead Sea Transform fault zones in southeastern Turkey. *Tectonophysics*, 172(3-4) 331-340.
- Piromallo, C. & Morelli, A. (2003). P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 108*(B2), Article 2065. https://doi. org/10.1029/2002JB001757
- Pirazzoli, P. A., Laborel, J., Saliège, J. F., Erol, O., Kayan, İ. & Person A. (1991). Holocene raised shorelines on the Hatay coasts (Turkey): palaeoecological and tectonic implications. *Marine Geology*, 96(3–4):295–311. https://doi. org/10.1016/0025-3227(91)90153-U
- Portner, D. E., Delph, J.R., Biryol, C. B., Beck, S. L., ... & Türkelli, N. (2018). Subduction termination through progressive slab deformation across eastern Mediterranean subduction zones from updated P-wave tomography beneath Anatolia. *Geosphere, 14*, 905-925, https://doi.org/10.1130/ GES01617.1
- Pousse-Beltran, L., Nissen, E. Bergman, E6. A., Cambaz, M. D., Gaudreau, E., Karasözen, E. &

Tan, F. (2020), The 2020 M_w 6.8 Elazığ (Turkey) earthquake reveals the rupture behavior of the East Anatolian Fault. *Geophysical Research Letters*, 47(13), Article e2020GL088136. https://doi.org/10.1029/2020GL088136

- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S. &Vernant, P. (2010). Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subductionzone. *Tectonophysics*, 488(1-4), 488, 22-30. https://doi. org/10.1016/j.tecto.2009.05.027
- Reitman, N. G., Briggs, R. W., Barnhart, W. D., Thompson, J. A., DuRoss, C. B., Hatem, A. E., ... & Collett, C. (2023). *Preliminary fault rupture* mapping of the 2023 M7.8 and M7.5 Türkiye Earthquakes. U.S. Geological Survey data release. https://doi.org/10.5066/P985I7U2
- Ren, C., Wang, Z., Taymaz, T., Nan, H., ... & Ding, H. (2024). Supersheer triggering and cascading fault ruptures of the 2023 Kahramanmaraş, Türkiye, earthquake doublet. *Science*, 383(6680), 305-311. https://doi.org/10.1126/Science.adi1519.
- Robertson, A. H. F., Ünlügenç, Ü. C., Inan, N. & Taşlı, K. (2004). The Misis-Andırın Complex: a Mid-Tertiary mélange related to late-stage subduction of the Southern NeoTethys in S Turkey. *Journal* of Asian Earth Sciences, 22, 413–453. https://doi. org/10.1016/S1367-9120(03)00062-2
- Robertson, A. H. F., Parlak, O. & Ustaömer, T. (2012). Overview of the Paleozoic-Neogene evolution of NeoTethys in the Eastern Mediterranean region (southern Turkey, Cyprus, Syria). *Petroleum Geoscience*, 18(4), 381–404. https://doi. org/10.1144/petgeo2011-091
- Robertson, A. H. F., Mccay, G. A., Tasli, K. & Yildiz, A. (2013). Eocene development of the northerly active continental margin of the Southern Neotethys in the Kyrenia Range, north Cyprus. *Geological Magazine*, 151, 692 - 731
- Rotstein, Y. & Bartov, Y. (1989). Seismic reflection across a continental transform: An example from a convergent segment of the Dead Sea rift. *Journal* of Geophysical Research, 94(B3), 2902–2912. https://doi.org/10.1029/jb094ib03p02902
- Rojay B., & Heimann, A. & Toprak, V. (2001). Neotectonic and volcanic characteristics of the Karasu fault zone (Anatolia, Turkey): The

transition zone between the Dead Sea transform and the East Anatolian fault zone. *Geodinamica Acta*, 14, 197-212.

- Sancar, T., Akyüz, H. S., Schreursdand, G. & Zabçı, C. (2018). Mechanics of Plio-quaternary faulting around the Karlıova triple junction: implications for the deformation of Eastern part of the Anatolian Scholle. *Geodinamica Acta*, 30(1), 287-305. https://doi.org/10.1080/09853111.2018.1533 736.
- Schildgen T. F., Cosentino, D., Caruso, A., Buchwaldt, R., Yıldırım, C., Bowring, S.A., Rojay, B., Echtler, H. & Strecker M. R. (2014). Surface expression of eastern Mediterranean slab dynamics: Neogene topographic and structural evolution of the southwest margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey. *Tectonics 31*(2), Article TC2005. https://doi.org/10.1029/2011TC003021
- Seyitoğlu, G., Esat, K., Bozkurt, E., Gülbudak, S., ... & Yılmaz, M. E. (2023). 2023.02.06 (10:24:49 UTC) (Mw=7.5) Ekinözü depreminin yüzey yırtılması ve atım verileri-The surface rupture and offset data of the 2023.02.06 (10:24:49 UTC) (Mw=7.5) Ekinözü earthquake. Technical Report, ResearchGate, 9 p. http://dx.doi.org/10.13140/ RG.2.2.34198.22089.
- Seyrek, A., Demir T., Pringle, M. S., Yurtmen, S., Westaway, R. W. C., Beck, A. & Rowbotham G. (2007). Kinematics of the Amanos Fault, southern Turkey, from Ar/Ar dating of offset Pleistocene basalt flows: transpression between the African and Arabian plates. In Cunningham, W.D. & Mann, P. (Eds.), *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends, Geological Society, London, Special Publications, 290*, 255-284. https://doi. org/10.1144/sp290.9
- Şaroğlu, F. & Yılmaz, Y. (1987). Geological evolution and basin models during a neotectonic episode in eastern Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research* and Exploration, 107, 61–83, Ankara.
- Şaroğlu F. & Yılmaz Y. (1991). Geology of the Karlıova Region; Intersection of the North Anatolian and East Anatolian Transform Faults, *Bulletin of the Technical University of Istanbul, (Special Iss. On Tectonics), 44*(1-2), 475- 493.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. & Kuşcu, İ. (1992)., The East Anatolian fault zone of Turkey. *Annalae Tectonicae*, 6, 99–125.

- Şengör A. M. C. (1979), Türkiye'nin neotektonik esasları (Principles of the neotectonics of Turkey). Turkiye Jeoloji Kurumu Yayını No 2. 35pp.
- Şengör, A. M. C. & Kidd, W.S. F. (1979). The postcollisional tectonics of the Turkish–Iranian Plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics* 55, 361–376.
- Şengör, A. M.C. & Yılmaz, Y. (1981), Tethyan Evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75,181–241.
- Şengör, A. M. C., Özeren, S., Genç, T. & Zor E. (2003), East Anatolian high Plateau as a mantlesupported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30(24): Artcile 8045. https://doi.org/10.1029/2003GL017858
- Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakınç, M., Eyidogan, H., Görür, N., Le Pichon, X. & Rangin, C. (2005). The North Anatolian Fault: a new look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 37–75. https://doi.org/10.1146/annurev. earth.32.101802.120415
- Şengör, A. M. C., Zabçı, C. & Natalin, B. A. (2019). Continental Transform Faults: Congruence and Incongruence with Normal Plate Kinematics? (Chapter 9). In J. C. Duarte (Ed.), *Transform Plate Boundaries and Fracture Zones* (pp. 169-247). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-812064-4.00009-8
- Tarı, U., Tüysüz, O., Genç, Ş.C., İmren, C., Blackwell, B.A.B., Lom, N., Tekeşin, Ö., Üsküplü, S., Erel, L., Altıok, S. & Beyhan, M. (2014). The geology and morphology of the Antakya Graben between the Amik Triple Junction and the Cyprus Arc. *Geodinamica Acta*, 26(1-2), 27-55. https://doi.or g/10.1080/09853111.2013.858962
- Tatar, O., Sözbilir, H., Koçbulut, F., Bozkurt E., ... & Metin, Y. (2020). Surface deformations of 24 January 2020 Sivrice (Elâziğ)–Doğanyol (Malatya) earthquake (Mw = 6.8) along the Pötürge segment of the East Anatolian Fault Zone and its comparison with Turkey's 100-year-surface ruptures. *Mediterranean Geoscience Reviews, 2*, 385–410. https://doi.org/10.1007/s42990-020-00037-2
- Taylor, G., Thompson, D. A., Cornwell, D. & Rost, S. (2018). Interaction of the Cyprus/Tethys slab with the mantle transition zone beneath Anatolia.

Geophysical Journal International, 216(3), 1665-1674). https://doi.org/10.1093/goji/ggy514

- Taymaz, T., Eyidoğan, H. & Jackson, J. (1991). Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey). *Geophysical Journal International*, 106(3), 537–550 (1991). https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991. tb06328.x
- ten Brink, U. S., Levi, E., Flores, C.H., Koulakov, I., Bronshtein, N. & Ben-Avraham, Z. (2023). Crustal Structure Across the Central Dead Sea Transform and Surrounding Areas: Insights into Tectonic Processes in Continental Transforms. *Tectonics*, 42(8), Article e2023TC007799. https:// doi.org/10.1029/2023TC007799
- Tikhotsky, S. A., Tatevosyan, R. E., Rebetsky, Yu, L., Ovsyuchenko, A. N. & Larkov, A. S. (2023). The 2023 Kahramanmaraş Earthquakes in Turkey: Seismic movements along Conjugated faults. *Doklady Earth Sciences* 511, 703-709. https://doi. org/10.1134/S1028334X23600974
- Tiryakioğlu, İ. (2012). Identification of the Block Movements and Stress Zones in Southwestern Anatolia with GNSS Measurements [Ph.D. Thesis]. Yıldız Technical University, Graduate School of Science and Engineering, Istanbul (2012).
- Tüysüz, O., Tarı, U., Genç, Ş. C., İmren, C., Blackwell, B. A. B., Wehmiller, J., Kaufman, D., Altıok, S., Beyhan, M., Fleitmann, D., Lom, N., Üsküplü, S., Tekeşin, Ö. & Florentin A. (2013), Geology and morphology of the Antakya Graben between the Amik Triple Junction and the Cyprus Arc. In *Abstract Volume, European Geosciences Union General Assembly 2013*, Vienna, Austria, 7–13. https://doi.org/10.1080/09853111.2013.858962.
- Ünlügenç, U. C. (1993). Controls on Cenozoic sedimentation in the Adana Basin, Southern Turkey [Ph.D. Thesis]. Keele University, UK. Two Volumes, Volume 2, figures, logs and maps. pp. 229.
- Ünlügenç U. C., Kelling, G., & Demirkol, C. (1991), Aspects of basin evolution in the Neogene Adana Basin EE Turkey. *In Proceedings of International Scientific Congress on Aegean Regions*, vol 1, pp 357–370.
- Ünlügenç Ü. C. & A.C. Akıncı (2017), Kızıldere-Güveloğlu (Ceyhan-Adana) Civarının

Tektonostratigrafisi. *Çukurova Üniversitesi Mühendisliği Mimarlik Fakültesi Dergisi. Çukurova Univ. J. Fac. Eng. Archit.* 32(2), 85–99.

- Ünlügenç, U. C., Akıncı, A. C. & Öçgün, A. G. (2023). 6 Şubat 2023 Kahramanmaraş- Gaziantep Depremleri; Adana İli ve Yakın Kesimlerine Yansımaları. *Yerbilimleri (Geosound)*, *57*, 1-41.
- Viltres, R., Jónsson, S. A., Alothman, S., Liu, S., ... & Reilinger, R. (2022). Presentday motion of the Arabian plate. *Tectonics*, 41, Article e2021TC007013. https://doi. org/10.1029/2021TC007013
- Walters, R. J., Parsons, B. & Wright, T. J. (2014). Constraining crustal velocity fields with InSAR for Eastern Turkey: limits to the block-like behavior of Eastern Anatolia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *119*(6), 5215-5234. https:// doi.org/10.1002/2013JB010909
- Wang W., Lui., Fan X., Chao. Ma. & Shan, X. (2023). Coseismic Deformation, Fault Slip Distribution, and Coulomb Stress Perturbation of the 2023 Türkiye-Syria Earthquake Doublet Based on SAR Offset Tracking. *Remote Sensing 15*(23), Article 54433. https://doi.org/10.3390/rs15235443
- Wang, Z., Zhang, W., Taymaz, T., He, Z., Xu, T. & Zhan, Z. (2023). Dynamic rupture process of the 2023 Mw7.8 Kahramanmaraş earthquake (SE Türkiye): variable rupture speed and implications for seismic hazard. *Geophysical Research Letters*, 50(15), Article e2023GL104787. https://doi. org/10.1029/2023GL104787
- Wang, B. & Barbot, S. (2024). Rupture segmentation on the East Anatolian fault (Turkey) controlled by along-strike variations in long-term slip rates in a structurally complex fault system. *Geology*, 52(10), 779-783. https://doi.org/10.1130/ G52403.1
- Wdowinski, S. Bock, Y., Baer, G., Prawirodirdjo, G.
 ... & Melzer, Y. (2004). GPS measurements of current crustal movements along the Dead Sea Transform fault. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 109(B5), Artcile B05403. https://doi.org/10.1029/2003JB002640
- Westaway, R. & Arger, J. (1996). The Golbasi basin, southeastern Turkey: A complex discontinuity in a major strike-slip fault zone. *Journal of Geological*

Society, *153*, 729-743. https://doi.org/10.1144/ gsjgs.153.5.0729

- Westaway, R. & Arger, J. (2001). Kinematics of the Malatya-Ovacık Fault. *Geodinamica Acta*, 14, 103-131.
- Wu, F., Xie, J., An, Z., Lyu, C., Taymaz, T., ... & Zhou, B. (2023). Pulse-like ground motion observed from the 6 February, 2023, M_w7.8 Pazarcık Earthquake (Kahramanmaraş, SE Türkiye). *Earthquake Science*, 36(4), 328-339. https://doi. org/10.1016/j.eqs.2023.05.005
- Xu, L., Mohanna, S., Meng, L., Ji, C., Ampuero, J.-P., Yunjun, Z., Hasnain, M., Chu, R. & Liang, C. (2023). The overall-sub shear and multi-segment rupture of the 2023 M_w7.8 Kahramanmaraş, Turkey earthquake in millennia super cycle. *Communications Earth & Environment, 4*, Article 379. https://doi.org/10.1038/s43247-023-01030-x
- Yıldız, S. S., Özkan, A., Yavaşoğlu, H. H., Masson, F., Tiryakioğlu, İ., Alkan, M. N. & Bilgi S. (2020). Determination of recent tectonic deformations in the vicinity of Adana–Osmaniye–Hatay– Gaziantep triple junction region by half-space modeling. *Comptes Rendus. Géoscience*, 352(3), 225-234. https://doi.org/10.5802/crgeos.39
- Yılmaz, H. Över, S. & Özden, S. (2006). Kinematics of the East Anatolian fault zone between Türkoğlu (Kahramanmaraş) and Çelikhan (Adıyaman) eastern Turkey. *Earth, Planets and Space,* 58, 1463-1473-1480. https://doi.org/10.1186/ BF03352645
- Yılmaz, Y. (1984). Amanos Dağlarının Jeolojisi (Geology of the Amanos Range) Vol. 1- 4, (Report no.1920). TPAO Ankara, 591 pp.
- Yılmaz, Y. (1993). New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of America (GSA) Bulletin*, 105(2), 251–271. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105%3C0251:NEAMOT%3E2.3. CO;2
- Yılmaz, Y. (2017). Morphotectonic development of Anatolia and the surrounding regions. In Çemen, İ. & Yılmaz, Y. (Eds.), Active global seismology: neotectonics and earthquake potential of the Eastern Mediterranean Region (pp 11–91). Geophysical Monograph, 225, American Geophysical Union. Wiley, New York.

- Yılmaz, Y. (2019). The Southeast Anatolian Orogenic Belt Revisited (Geology and Evolution). Canadian Journal of Earth Sciences, 56(11), 1163-1180. https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0170
- Yılmaz, Y. (2020). Morphotectonic development of the Adana plain and the surrounding mountains, South Turkey. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 2, 341-358. https://doi.org/10.1007/s42990-020-00043-4
- Yılmaz, Y. (2021). Geological correlation between Northern Cyprus and Southern Anatolia. Canadian Journal of Earth Sciences, 58(7), 640–657. https:// doi.org/10.1139/cjes-2020-0129
- Yılmaz, Y. (2025). Tectonic Analyses of the Major Strike-Slip Faults Associated with the South-Central Anatolian Earthquakes. In İ. Çemen and E. Catlos (Eds), AGU Proceed. Strike-slip Tectonics: Oceanic Transform Faults to Continental Plate Boundaries. (Basımda).
- Yılmaz, Y. ve Gürer, Ö. F. (1996). Andırın (K. Maraş) dolayında Misis–Andırın kuşağının jeolojisi ve evrimi. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 39– 55.
- Yılmaz, Y., Çemen, İ. & Yiğitbaş E. (2023a). Tectonics of Eastern Anatolian Plateau: Final Stages of Collisional. In Catlos, E. J. & Çemen, İ. (Eds.), *Compressional Tectonics: Plate Convergence to Mountain Building* (p. 223–244), Geophysical Monograph: AGU Books in press American Geophysical Union, Geophysical Monographs 277. https://doi.org/10.1002/9781119773856.ch8.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. & Çemen, İ. (2023b). Tectonics of the Southeast Anatolian Orogenic Belt. In Catlos, E. J. & Çemen, İ. (Eds.), *Compressional Tectonics: Plate Convergence to Mountain Building* (p. 203–222), Geophysical Monograph: AGU Books in press American Geophysical Union, Geophysical Monographs, 277. https://doi. org/10.1002/9781119773856.ch7
- Yiğitbaş, E. & Yılmaz, Y. (1996). Post-Late Cretaceous Strike- Slip Tectonics and Its Implication for the Southeast Anatolian Orogen, Turkey. *International. Geology Review*, 38, 818-831. https://doi.org/0020-6814/96/212/818-14
- Yönlü, Ö., Altunel, E., Karabacak, V. & Akyüz, H. S. (2013). Evolution of the Gölbaşı basin and

its implications for the long-term offset on the East Anatolian Fault Zone, Turkey. *Journal of Geodynamics*, 65, 272-281. https://doi. org/10.1016/j.jog.2012.04.013

Yönlü, Ö., Altunel, E. & Karabacak, V. (2017), Geological and geomorphological evidence for the southwestern extension of the East Anatolian Fault Zone, Turkey. *Earth and Planetary Science Letter*, 469, 1-14. http://dx.doi.org/10.1016/j. epsl.2017.03.034





6 Şubat 2023 Kahramanmaraş Pazarcık (Mw: 7,7) depremi ışığında Doğu Anadolu Fay Zonu Erkenek Segmentinin Kinematik Analizi

The Kinematics of Active Crustal Deformation in the Erkenek Segment of the Eastern Anatolian Fault Zone Using Comprehensive Surface Rupture Analysis from the February 6, 2023 Earthquake (Mw 7.7)

Elif Akgün¹, Mustafa Softa², Serap Çolak Erol¹, Ercan Aksoy¹ Serkan Gürgöze³, Fikret Koçbulut⁴, Hasan Sözbilir², Orhan Tatar⁵

¹ Fırat Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Merkez 23119 Elazığ ² Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Buca 35390 İzmir ³ Ondokuz Mayıs Üniversitesi, İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Ondokuzmayıs 55420 Samsun

⁴ Sivas Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Merkez 58140 Sivas ⁵ Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, 06800 Ankara, Türkiye

• Geliş/Received: 23.08.2024	• Düzeltilmiş M	etin Geliş/Revised Manuscript I	Received: 09.10.2024	• Kabul/Accepted: 09.10.2024
	• Çevrimiçi Yayın/A	vailable online: 30.12.2024	Baskı/Printed: 31	.05.2025
Araştırma Makalesi/Research	Article	Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull.	Turkey	

Öz: Anadolu'nun Neotektonik dönemi yapılarından biri olan Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) kıta içi deformasyonu sağlayan sol yanal doğrultu atımlı aktif bir fay zonudur. DAFZ; kuzey kol ve ana kol olarak da adlandırılan güney kol olmak üzere iki bölümden oluşmaktadır. Bu çalışmanın konusunu DAFZ'nin güney kolu üzerinde meydana gelen 6 Şubat 2023 Pazarcık depreminde (Mw: 7,7), Erkenek Segmenti üzerinde gelişen yüzey kırığının Çelikhan (Adıyaman) yakınlarındaki bölümü üzerinde gerçekleştirilen detaylı jeolojik, paleosismolojik ve haritalama çalışmalarının ön bulguları oluşturmaktadır. Yapılan çalışmalarda yüzey kırığı Çelikhan kesiminde 50 cm düşey atımın eşlik ettiği maksimum sol yanal yer değiştirme miktarı 3,25 m olarak ölçülmüştür. Çelikhan'ın kuzeydoğusuna doğru gidildikçe sol yanal yer değiştirme miktarının azaldığı ve sönümlendiği görülmüştür. Erkenek segmenti boyunca fay düzlemlerinden ölçülen kayma verilerinin kinematik analizi sonucunda, segmentin geometrisi ile uyumlu deformasyonun yaklaşık KD-GB ve KKB-GGD doğrultulu sıkışma gerilmesiyle ilişkili doğrultu atımlı tektonik rejim altında geliştiği saptanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Doğu Anadolu Fay Zonu, Erkenek Segmenti, paleosismoloji, paleostres, yüzey kırığı.

Abstract: The Eastern Anatolian Fault Zone (EAFZ) is a significant neotectonic feature in Anatolia, characterized as an active intra-continental left-lateral strike-slip fault. The EAFZ comprises two distinct parts: the southern branch, referred to as the main branch, and the northern branch. This study examines the surface rupture near Çelikhan (Adıyaman) on the Erkenek Segment, which developed during the February 6, 2023 Pazarcık earthquake (Mw 7.7), occurring along the southern branch of the EAFZ. The primary emphasis of this study centers on preliminary findings derived from thorough geological investigations conducted on the surface fault rupture. Additionally, novel insights into seismic activity associated with the Erkenek Segment were revealed for the first time through meticulous field studies. In the studies, the maximum left-lateral displacement measured in the Çelikhan section of the surface fracture was 3.25 meters, accompanied by a vertical slip of 50 centimeters. The magnitude of left-lateral displacement decreased and attenuated moving northeastward from Çelikhan. Based on kinematic analysis of slip data obtained from fault planes along the Erkenek segment, the deformation aligned with the segment's geometry and occurred within a strike-slip tectonic regime influenced by compressional stress predominantly oriented in NE-SW and NNW-SSE directions.

Keywords: East Anatolian Fault Zone, Erkenek segment, paleoseismology, paleostress, surface rupture.

GİRİŞ

Üzerinde üc vıl aravla gelisen 24 Ocak 2020 Sivrice-Doğanyol depremi (Mw: 6,8) ve 6 Şubat 2023 deprem serilerinin ardından sismik boşluk tanımından ayrılan Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Duman ve Emre (2013) calismasında tanımlandığı üzere sırasıyla 380 km ve 580 km uzunluğa ulaşan kuzey kol ve ana kol olarak da adlandırılan güney kol olmak üzere iki ayrı bölümden meydana gelmektedir. DAFZ, üzerinde 2023 yılında meydana gelen son depremlerin büyüklükleri 7,7 ve 7,6 olarak kaydedilmiştir. DAFZ'nin ana kolu üzerinde Amanos, Narlı, Pazarcık ve Erkenek segmentleri, kuzey kol üzerinde ise Çardak ve Doğanşehir segmentlerinin kırılmasıyla 400 km'ye varan yüzey kırığı gelişmiştir (Karabacak vd., 2023; Aksoy vd., 2023; Softa vd., 2024). Deprem enerjisinin tek bir segmentin ya da ardışık segmentlerin birlikte kırılması ile boşalması, fayın, paleosismoloji calısmalarıyla bulunmak istenen kayma hızı, deprem tekrarlanma aralığı, kaynaklık ettiği son depremden bu yana geçen süre ile yakından iliskilidir.

DAFZ'nin farklı segmentleri üzerinde gerçekleştirilen özellikle paleosismoloji çalışmaları, kinematik analiz çalışmaları ve sismolojik çalışmalarla, fayın karakteri, kayma hızı, kaynaklık ettiği depremler, ürettikleri son depremden bu yana geçen süre ve deprem tekrarlanma aralığı konusunda veriler elde edildiği bilinmektedir (örn. Çetin vd., 2003; Bayrak vd. 2015; Yönlü vd., 2017; Duman vd., 2020; Akgün ve İnceöz 2021; Yönlü ve Karabacak 2024).

Yönlü ve Karabacak (2024) Pazarcık segmenti üzerinde gerçekleştirdikleri paleosismoloji çalışmalarında, segmentin en az 2 adet deprem ürettiğini belirterek, kayma hızını yılda 5,6 mm olarak hesaplamışlardır. Akgün ve İnceöz (2021) kinematik analiz çalışmaları gerçekleştirmiş ve Erkenek Segmenti'nin Çelikhan yakınlarında KD-GB doğrultulu sıkışma altında transpresiyonel tektonik rejim sunduğunu belirtmişlerdir.

Bununla birlikte 6 Şubat 2023 deprem serilerinden 7,7 büyüklüğündeki ilk depremde Pazarcık Segmenti'ndeki yüzey kırığı üzerinde Karabacak vd. (2023) tarafından gerçekleştiren çalışmada en yüksek sol yanal yer değiştirmenin Büyüknacar Mahallesi (Pazarcık, Kahramanmaraş) yakınlarında 7,3 metreye ulaştığı belirtirlerken, Aksoy vd. (2023) çalışmasında ise yüzey kırığının Erkenek Segmenti üzerinde Çelikhan (Adıyaman) yakınlarında 2,9 metre sol yanal yer değiştirmeye neden olduğunu ve atımın KD'ye doğru sönümlendiğini ileri sürmüşlerdir.

Deprem serileri sonrasında gerçekleştirilen çalışmalarda (örn. Karabacak vd. 2023, Aksoy vd. 2023, Sandıkçıoğlu vd. 2023; Parlak vd. 2023; Barbot vd. 2023; Softa vd. 2024; Alkan vd. 2024; Gürboğa vd. 2024) Pazarcık depremi (Mw: 7,7) yüzey kırığının karakteristik özelikleri, DAFZ boyunca sergilediği maksimum-minimum yer değiştirmeler, kırılan segmentlerin kayma hızları, uzunlukları, sismik veriler ışığında deprem geri dönüş periyotları gibi veriler ortaya konulmuştur. Ancak Celikhan ve kuzeydoğusunda devam eden yüzey kırığının görüldüğü son segment olan Erkenek Segmenti üzerinde paleosismolojik çalışmalar sonucunda elde edilebilecek kayma hızı, kaynaklık ettiği depremler, tekrarlanma aralığı gibi parametreler literatürde aydınlatılmayı bekleyen konular arasındadır. Bu verilerin bütüncül değerlendirilmesi, DAFZ boyunca meydana gelen bu karmaşık yapıdaki deprem çiftleri esas alınarak, fay zonunun gelecekteki hareket mekanizması hakkında önemli veriler ortaya konulacak ve aynı zamanda depremden kaynaklanan tehlikelerin

en aza indirilmesinde etkin rol oynayacaktır. Bu çalışma kapsamında, 6 Şubat 2023 deprem serilerinden Pazarcık depremine ait (Mw: 7,7) yüzey kırığının Çelikhan yakınlarındaki bölümü üzerine yoğunlaşılarak, i)-yüzey kırığının Erkenek Segmenti ile olan jeolojik ilişkisi, ii)-oluşan yüzey kırığının deformasyon mekanizması, detaylı arazi çalışmaları ve öncül paleosismoloji verileri sonucunda ilk kez incelenmiştir.

YÖNTEM

Bu çalışmada 6 Şubat 2023 deprem serisinden Pazarcık depreminin (Mw:7,7) neden olduğu yüzey kırığı üzerinde detaylı jeolojik araştırmalar yapılmıştır. Özellikle Adıyaman ili Celikhan ilçesi ile yakın çevresinde gerçekleştirilen calısmalarda. öncelikle yüzey kırığının konumunun belirginlestirilmesi ve deformasyon mekanizmasının ortaya çıkarılması için insansız hava aracı (İHA) ile yüksek çözünürlüklü görüntü alınmıştır. Bu kapsamda Mavic Pro marka İHA kullanılarak araştırma alanında yüzey kırığının haritalaması yapılmıştır. Bu kapsamda yapılan çalışmalarda ilk önce dronelink programı ile yüzey kırığına ait 4 farklı lokasyon için uçuş planı hazırlanmıştır. Ardından drone 70 m irtifada uçurularak toplamda 1377 fotoğraflama yapılmıştır. Fotoğraflar Agisoft Metashape Professional programiyla islenerek sahanin 2,0-3,7 cm/piksel arasında değişen yüksek çözünürlüklü Ortofoto görüntüleri ve Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) üretilmiştir.

Calışmalarda ikinci olarak Erkenek segmenti boyunca 1/25.000 ölçekte fay geometrisi gerçekleştirilmiştir. haritalama çalışmaları Haritalama boyunca, fay düzlemi üzerindeki hareketi veren kinematik verilerin ölçümü için fay düzleminin doğrultu, eğim miktarı, eğim yönü ile yan yatım açısı, kayma yönü ve hareketin türü gibi fay parametreleri ölçülmüstür. Elde edilen kinematik veriler, Delvaux ve Sperner (2003) tarafından geliştirilen WinTensor 5.9.1 yazılımının rotasyonal optimizasyon yönteminin F5 modülü ile gerilme eksenleri ve gerilme oranı hesaplanmıştır. Angelier (1990) çalışmasında ileri sürdüğü gibi, paleostres analizinde üç ana gerilme doğrultusu (σ 1, σ 2 ve σ 3), ana gerilmeler arasındaki R oranı başta olmak üzere dört parametrenin fonksiyonu dikkate alınmaktadır (Angelier, 1994). Deformasyon elipsoidinin şeklini belirleyen gerilme oranı R değeri aşağıdaki gibi hesaplanmıştır:

$$R = \frac{(\sigma 2 - \sigma 3)}{(\sigma 1 - \sigma 3)}$$

0 ile 3 arasında değişen değere sahip gerilme rejimi indeksi (R'), gerilme oranı (R) değerine göre hesaplanmıştır. Normal fay oluşumunda gerilme rejimi indeksi gerilme oranı değerine esit olup $(R \rightarrow R)$ 0 ile 1 arasında bir değere sahiptir. Doğrultu atımlı fayların oluşumunda ise gerilme oranı değeri 2'den çıkarılarak elde edilen gerilme rejimi indeksi (R'=2-R) 1<R'<2 aralığında bir değere sahiptir. Sıkışmalı rejimlerde ise 2<R'<3 aralığında değişen gerilme rejimi indeksi değeri gerilme oranına 2 eklenerek (R'=2+R) hesaplanmaktadır. Gerilme alanları; σ 'in düşey eksende bulunması durumunda, radyal genişleme rejiminden (0<R<0,25), saf genişleme rejimine $(0,25 \le R \le 0,75)$ ve transtansiyonel rejime $(0.75 \le R \le 1)$ değişmektedir. Düşey eksende σ^2 gerilme ekseni olduğu zaman; gerilme alanları transpresivonel rejimden (0 < R < 0.25), saf doğrultu atımlı rejime (0,25<R<0,75) ve transtansiyonel rejime $(0,75 \le R \le 1)$ değişmektedir. σ 3'ün düşey eksende olduğu durumunda ise gerilme alanları transpresiyonel rejimden (0<R<0,25), saf sıkışma rejimine $(0,25 \le R \le 0,75)$ ve radyal sıkışma rejimine (0,75<R<1) değişmektedir (Delvaux vd., 1997).

BÖLGESEL SİSMOTEKTONİK

Çelikhan (Adıyaman) ve Yakın Çevresinin Sismotektonik Özellikleri

Türkiye'nin orojenik gelişiminde önemli bir rol oynayan Tetis'in evrimi, Türkiye'nin günümüzdeki jeolojik ve tektonik çatısını oluşturmaktadır. Alpin orojenik evriminde voğun deformasyona maruz kalan Türkiye'de kristalin masifler ve kapanan okyanuslar boyunca oluşan-gelişen kenet kuşakları temel alınarak Türkiye tektonik birliklere ayrılmıştır (Ketin, 1966; Sengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999). Doğu Anadolu'daki deformasyon fazları, bölgenin jeolojik gelisiminde önemli rol ovnavan Alpin orojenezine bağlı olarak birimlerin gelişim zamanları ve birbirleri ile olan ilişkileri esas alınarak belirlenmistir (Sengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1993). Tektonik rejimler, yapısal elemanlar ve deformasyon bicimleri esas alınarak Türkiye'deki Neotektonik dönemin Avrasya ve Arabistan levhaları arasındaki yakınsama sonucunda Tetis Okyanusu'nun kollarının kapanması ile başladığı ileri sürülmüştür (Bozkurt, 2001; Koçyiğit vd., 2001). Neotektonik dönem için farklı tektonik rejim ve deformasyon türlerine göre 4 farklı bölge belirlenmiş ve bunlar: Kuzey Anadolu Fay Zonu Bölgesi, Doğu Anadolu Sıkışmalı Bölgesi, Orta Anadolu "Ova" Bölgesi ve Batı Anadolu Genişlemeli Bölgesi olarak adlandırılmıştır. Çalışma alanı bu bölgelerden "Doğu Anadolu Sıkışmalı Bölgesi" içerisinde yer almaktadır. Bu bölge yitim ve nihai çarpışma sırasında K-G doğrultulu sıkışmalı tektonik rejim etkisinde Bitlis Kenet Kuşağı boyunca D-B doğrultulu kıvrım eksenleri ve bindirme fayları ile kabuk kalınlığının artmasına bağlı olarak yükselmiştir. Çarpışmadan sonra Arabistan ile Avrasya levhaları arasında devam eden yakınsamayla ilişkili olarak Erken Pleyistosen'den itibaren doğrultu atımlı tektonik rejim baskın olmuştur. Sıkışmalı tektonik rejimin de lokal olarak devam ettiği Doğu Anadolu'da, volkanizmanın da eşlik ettiği ve Türkiye'nin en önemli sismik kaynaklarından biri olan Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) kıta içi deformasyonu büyük oranda karşılamaktadır (Yılmaz vd., 1987; Yılmaz ve Gürer, 1996; Koçyiğit vd., 2001; Yılmaz vd., 2022). Tarihsel dönemlerde yıkıcı depremler ürettiği kataloglar ve kaynaklar ile ortaya konmuş (Ambraseys, 1989) DAFZ boyunca meydana gelen son yıkıcı depremler, DAFZ'nin oldukça karmaşık bir deformasyon zonu oluşturduğunu göstermiştir.

Doğu Anadolu Fay Zonu ve Deprem Aktivitesi

KAFZ'nin eşleniği olarak da bilinen, Karlıova-Bingöl arasında bir çizgisellik olarak haritalanan DAFZ. (Altınlı, 1963: Ketin, 1966, 1968) ilk kez Allen (1969) tarafından vurgulanmıştır. 22 Mayıs 1971 tarihinde M: 6,8 Bingöl'de meydana gelen depremden sonra birçok araştırmanın (Ambraseys, 1970; Arpat ve Şaroğlu, 1972; Aydın ve Seymen, 1972) konusu olmuş ve "Doğu Anadolu Fay Zonu" olarak isimlendirilerek Amik Ovasına kadar haritalanmıştır (Arpat ve Şaroğlu, 1972, 1975). Fay zonu boyunca devam eden çalışmalar farklı görüşlerin de ortaya çıkmasına sebep olmustur. Fay zonunun Karlıova'da (Bingöl) KAFZ ile birleserek başladığı konusunda görüş birliği sağlanmakla birlikte, fayın uzanımı ve devamlılığı hakkında farklı görüşler ileri sürülmüştür. Bazı araştırmacılar (Görür vd., 1984; Lovelock, 1984; Muehlberger ve Gordon, 1987; Perinçek ve Çemen, 1990; Yürür ve Chorowicz, 1998) DAFZ'nin Karlıova (Bingöl) ile Türkoğlu (Kahramanmaraş) üçlü eklemleri arasında bir uzanıma sahip olduğunu belirtirler. Duman ve Emre (2013) ile Duman vd. (2020) ise, DAFZ'yi kuzey ve güney olmak üzere iki kola ayırarak incelemislerdir (Sekil 1). Karlıova (Bingöl) ve Antakya arasındaki yaklaşık 580 km uzunluğa sahip olduğunu belirttikleri güneydeki kolu ana kol olarak kabul etmisler ve Amik (Hatay) üclü ekleminde Ölü Deniz Fay Zonu ve Kıbrıs Yayı ile birleştiğini öne sürmüşlerdir. Yaklaşık 350 km uzunluğa sahip ve İskenderun Körfezi'nde Girne-Misis Fay Zonu ile birleştiğini ifade ettikleri kuzey kolu ise Sürgü-Misis Fay Sistemi (SMFS) olarak adlandırmışlar ve dokuz segmentten oluştuğu önerilmiştir (Şekil 1). Kuzey kolun en doğu segmenti, aynı yazarlar tarafından Sürgü Segmenti olarak adlandırılmıştır. Yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan ve Çelikhan (Adıyaman) yakınlarında DAFZ ile birleşen ya da ondan ayrılan bir geometri sunan Sürgü segmenti, Arpat ve Şaroğlu (1975) ile Yılmaz (2002) tarafından da haritalanmıştır. Bazı yazarlar tarafından

(Perincek ve Kozlu, 1984) Cardak-Sürgü Fayı olarak isimlendirilirken, bazı çalışmalarda ise (Saroğlu vd., 1992) batı bölümünün avrı bir fav olduğu belirtilmis ve bu bölüme Cardak Favı adı verilmiştir. Jeolojik özellikler, yer değiştirmiş çizgisel vadiler ve dere yataklarındaki çarpılmalar dikkate alınarak fay zonu için önerilen atım miktarı 200 m ile 4 km arasında değismektedir. Koç ve Kaymakçı (2013), uydu görüntüleri, hava fotoğrafları ve sayısal yükseklik modellerine (SYM) dayanan analizler sonucunda, diğer arastırmacıların aksine, Sürgü Fay Zonu'nun sağ vanal doğrultu atımlı faylara özgü basınc sırtları, ver değiştirmiş çizgisel vadiler ve ötelenmiş dere yatakları içeren deformasyon modeli gösterdiğini ve 3 km'lik toplam atıma sahip olduğunu öne sürmüşlerdir.

DAFZ'nin geometrisi ve segmentasyonu için fay zonu boyunca gözlenen sıçrama ve büklüm noktaları esas alınarak değisik calısmalarda farklı önerilerde bulunulmuştur. Bazı araştırmacılar (McKenzie, 1976; Hempton vd.. 1981: Muehlberger ve Gordon, 1987) DAFZ'vi 5 segmente avırırken; bazıları (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988) 14; Şaroğlu vd. (1992) 6; Herece (2008) ise 11 segmente avırmıştır. Duman ve Emre (2013) ile Duman vd. (2020) tarafından kuzey ve güney olmak üzere iki koldan oluştuğu öne sürülen DAFZ 16 segmente ayrılarak incelenmiş olup, bunlardan 6 Subat 2023 Pazarcık depreminde kırılan segmentlerden olan Erkenek Segmenti, bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır (Şekil 1).

DAFZ'nin oluşum yaşı birçok araştırmacı tarafından Erken Pleyistosen (Kuvaterner) olarak benimsenmiştir (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1985; Dewey vd., 1986; Hempton, 1987; Perinçek ve Çemen, 1990; Lyberis vd., 1992; Westaway ve Arger, 2001; Aksoy vd., 2007). Herece ve Akay (1992) ile Herece (2008) ise fay zonunun kuzeydoğu kesimindeki Pliyosen havzalarında gelişmiş D-B eksenli kıvrımların varlığını işaret ederek; DAFZ'nin oluşum yaşı için Erken Pleyistosen (Kuvaterner) olarak önermişlerdir. Bu çalışma kapsamında, DAFZ'nin orta bölümünde yer alan Erkenek Segmenti ve yakın çevresinde 2 Mart 1893 Malatya (M: 7,1) ve 4 Aralık 1905 Malatya (M: 6,8) yıkıcı depremleri ile 1964 Sincik (Adıyaman) (M: 6,0), 5 Mayıs (Ms: 5,8) ve 6 Haziran (Ms: 5,6) 1986 Doğanşehir depremleri, segmentin tarihsel ve aletsel dönem aktivitesinin göstergeleridir (Ambraseys, 1988; Ambraseys ve Jackson, 1998; bu çalışma).

Bugüne kadar yapılan çalışmalarda DAFZ boyunca Erkenek Segmenti başta olmak üzere birçok segment üzerinde fay zonunun maruz kaldığı gerilme durumlarını ve fay zonunun kinematik davranışını modelleyen paleostres çalışmaları gerçekleştirilmiştir (Yılmaz vd., 2006; Koç ve Kaymakçı, 2013; Akgün ve İnceöz, 2021). Bu çalışmalar bölgedeki son tektonik rejimin yaklaşık KKD-GGB doğrultulu bir sıkışma gerilmesi sonucu ortaya çıkan doğrultu atım rejimi olduğunu göstermektedir.

DAFZ boyunca gözlemlenen jeolojik verilere dayalı olarak 4 mm-13,5 mm/yıl uzun dönem kayma hızı önerilmistir (Arpat ve Saroğlu, 1972; Seymen ve Aydın, 1972; Yürür ve Chorowicz, 1998; Koçyiğit vd., 2001; Çetin vd., 2003; Aksoy vd., 2007; Herece, 2008). Bu çalışmalardan Cetin vd. (2003), DAFZ üzerinde ilk kez gerçekleştirdikleri paleosismoloji çalışmalarında, sol yanal atıma uğrayan alüvyal fanlardan elde ettikleri radyokarbon yaşlarını kullanarak segmentin kayma hızını 11 mm/yıl olarak belirlemiştir. Kinematik analiz modelleri (Lyberis vd., 1992; Westaway, 2004; 2006) 7,8 mm-19 mm/yıl aralığındaki kayma hızları ile uyumlu iken, GPS ölçümleri ise DAFZ boyunca 4-15 mm/yıl kısa dönem kayma hızı göstermektedir (Oral vd., 1992; Barka ve Reilinger, 1997; McClusky vd., 2000; Westaway, 2003; Reilinger vd., 2006; Özener vd., 2010; Aktuğ vd., 2016). DAFZ boyunca gerçekleştirilen sismolojik analiz sonuçları esas alınarak önerilen kayma hızı ise 6 mm/yıl-31 mm/yıl aralığında değişmektedir (Taymaz vd., 1991; Kiratzi, 1993).



Şekil 1. Çalışma alanının Doğu Anadolu'daki tektonik yapılar ile Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca gelişmiş tarihsel (Ambraseys, 1989; Ambraseys ve Finkel, 1998; Ambraseys ve Jackson, 1998; Tan vd., 2008) ve aletsel dönem (Mw>6.0, AFAD) deprem dağılımlarını gösteren diri fay haritası (Duman ve Emre, 2013) üzerindeki konumu.

Figure 1. Location of the study area on the active fault map (Duman and Emre, 2013) illustrating the tectonic structures in Eastern Anatolia, along with the distribution of historical earthquakes (Ambraseys, 1989; Ambraseys and Finkel, 1998; Ambraseys and Jackson, 1998; Tan et al., 2008) and instrumental period earthquakes (Mw>6.0, AFAD) along the East Anatolian Fault Zone.

DAFZ Kenar Kıvrımları Kusağı ve boyunca 1500-1905 zaman aralığında meydana gelmiş yıkıcı depremler (Ms>6,6), Türkiye ve cevresindeki birçok ülkenin resmi kayıtlarından derlenmiştir (Ambraseys, 1971; 1989). Bu tür çalışmalarda tarihsel kayıtların doğruluğu kadar, ulaşılan bilgilerin doğru yorumlanması da güvenilir sonuclar elde edilmesinde önem taşımaktadır. Bu tarihsel depremlerden DAFZ ile ilişkili olabilecekleri dikkate alan Ambraseys ve Jackson (1998), 1114 (M>7,8), 1513 (M>7,4) ve 1893 (M>7,1) yıllarında meydana gelmiş olan tarihsel depremlerden hareketle, yıkıcı depremlerin vaklasık 390 yıl tekrarlanma periyodunda meydana geldiğini ifade etmislerdir. Bu yıkıcı hipotetik deprem serisinin tekrarlanma süresi aletsel dönemin ilk vıllarında meydana gelen 1905 Malatya depremi (M: 6,8) ile bozulmuştur. 2 Mart 1893 tarihli Malatya depreminin (M: 7,1) Çelikhan (Adıyaman) batısında, Erkenek Segmenti üzerinde meydana gelmiş olabileceği belirtilmektedir (Ambraseys, 1988; Ambraseys ve Jackson, 1998). Hasar dağılımına davanılarak 1905 Malatya (M: 6,8) depreminin merkez üssünün ise Çelikhan doğusunda olabileceği düsüncesi benimsenmiştir (Ambraseys, 1988). Belirtilen deformasyon zonu boyunca 1905, 1964, 1971, 1986, 2003, 2010, 2020 ile 2023 yıllarında meydana gelmiş yıkıcı depremlerin moment magnitüdleri 6,0 ile 7,7 arasında değişmektedir.

BULGULAR

Erkenek Segmentinin Geometrisi ve Saha Gözlemleri

Erkenek Segmenti, Emre vd. (2013) çalışmasında belirttiği Karaköse Köyü'nün güneybatısından başlayarak, bu çalışmada haritalanan kısımda kalan İzci ve Yeşilyayla köyleri ile Çelikhan ilçesine doğru yaklaşık GB istikametinde uzanarak Celikhan verlesim verini hem günev hem de kuzevinden sınırlayan kollara ayrılmaktadır (Sekil 2a ve b). Bindirme bilesenin baskın olduğu kuzey ucta fay, uzamış sırtları sınırlamakta ve cizgisel vadileri denetlemektedir. Yeşilyayla Köyü civarında fay düzlüğünü denetleyerek (Şekil 2c) ilerlemiş ve güneybatıya doğru devamında sağa doğru büklüm yaparak vadiyi denetlemektedir (Şekil 2d). Oldukça diri bir morfolojive sahip Erkenek segmenti Yeşilyayla güneyindeki vadide derelerde sol yanal yer değiştirmelere neden olmustur. Erkenek segmenti alacalı renkli sedimanter birimler ile boz renkli volkanik birimler arasındaki zayıflık zonunu fay düzlemi olarak kullanmaktadır (Şekil 2e).

Çelikhan yerleşim alanının kuzey ve güney kenarlarını sınırlayan Erkenek Segmenti'nin ana yer değiştirme zonu, Cilke ve Balıkbirin tepeleri arasında uzanmaktadır (Şekil 3a). Bölgede etkili olan yoğun tektonik deformasyon sonucu Malatya Metamorfitleri kataklastik bir yapı kazanmıştır (Şekil 3b ve c). Bu kinematik sitenin devamında da fay düzlemlerinin belirgin olduğu mostralar yer almaktadır (Şekil 3d). Aynı zamanda bu deformasyon zonu içerisinde Erkenek segmenti tarafından sınırlanan yaklaşık KD-GB doğrultusunda uzamış Balıkbirin Tepeleri oldukça belirgin bir basınç sırtı morfolojisi sunmaktadır (Şekil 3e).

Çelikhan'ın güneybatısında Erkenek Segmenti boyunca, sol yanal bir ötelenme ile vadinin sırt ile kapanması net bir şekilde izlenmektedir. Erkenek Segmenti, Balıkbirin Tepeleri'nin yanı sıra Çelikhan'ın güneyinden Mestan köyüne doğru uzanan basınç sırtlarını da sınırlamaktadır. Mestan'ın kuzey kesiminde Sürgü Segmenti Erkenek Segmenti'nden yaklaşık D-B doğrultusunda ayrılmaktadır. Çelikhan Havzası, Erkenek ve Sürgü segmentleri arasında gelişmiş bir fay kaması havza niteliği taşımaktadır.



Şekil 2. Erkenek segmentinin kuzeydoğu ucundaki morfolojik gözlemler: **a)** Erkenek segmenti boyunca gerçekleştirilen arazi çalışmalarına ait lokayonların şematik harita üzerinde görünümü, **b)** Çelikhan yerleşim yerinin kuzey ve güney kenarını sınırlayan Erkenek segmentinin arazi görünümü, **c)** Yeşilyayla civarında Erkenek segmenti tarafından denetlenen boyunun arazi görünümü, **d)** boyunun devamında sağa doğru büklüm yapan segmentin vadi boyunca görünümü, **e)** İzci'nin batısında iki farklı birim arasındaki tektonik dokanağı oluşturan Erkenek Segmenti'nin mostra görünümü.

Figure 2. Morphological observations at the northeastern end of the Erkenek segment: **a**) Schematic map showing the locations of field studies conducted along the Erkenek segment, **b**) View of the Erkenek segment delineating the northern and southern edges of Çelikhan settlement, **c**) View of the river controlled by the Erkenek segment near Yeşilyayla, **d**) View of the segment bending to the right along the valley, **e**) Outcrop view of the Erkenek segment forming the tectonic contact between two distinct units west of İzci.

Mestan'dan itibaren güneybatıya doğru ilerleyen segment Kurucaova Havzası'nı güneyden sınırlamaktadır. Kurucaova'dan güneybatıya doğru devam eden Erkenek Segmenti, Karadere Vadisi'ni kontrol etmektedir. Karadere boyunca, kuzeydeki Triyas-Kretase yaşlı volkaniksedimanter karmaşık birimleri ile yer yer mermer bantları içeren şistlerden oluşan Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı birimlerde Erkenek Segmenti'ne ait faylar net bir şekilde izlenmiştir (Şekil 4). Oldukça taze fay düzlemleri üzerinde farklı hareketleri karakterize eden kinematik göstergeler fayın hareket mekanizması hakkında önemli bilgiler vermiştir. Karadere boyunca çok sayıda lokasyonda kinematik veri ölçümü yapılmıştır. Eğimleri yüksek fay düzlemleri üzerinde doğrultu atımlı faylanmayı gösteren düşük yan yatım açıları ile daha önceki deformasyon dönemlerine ait eğim atımlı faylanmayı temsil eden yüksek yan yatım açıları ölçülmüştür. Genellikle düşük yan yatım açılı düzlemler yüksek yan yatım açılı olanları üzerlediği için son tektonik rejimin Erkenek Segmenti'nin doğrultu atımlı tektonik rejiminin baskın olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Bazı faylarda 60 cm'ye ulaşan düşey yer değiştirmeler gözlemlenmiştir (Şekil 4e).



Şekil 3. Erkenek Segmentinin Çelikhan'daki morfolojik gözlemleri: a) Erkenek segmenti boyunca gerçekleştirilen arazi çalışmalarına ait lokayonların şematik harita üzerinde görünümü, b) Çelikhan civarında Erkenek Segmenti'ne ait fay düzleminin görünümü, c) Erkenek Segmenti tarafından yoğun deformasyona uğramış ana deformasyon zonunun mostra görünümü, d) Kataklastik yapı kazanmış birimlerin faylanmış mostra görünümü, e) Erkenek Segmenti'nin ana deformasyon zonunda segmente paralel gelişmiş basınç sırtının arazi görünümü.

Figure 3. Morphological observations of the Erkenek Segment in Çelikhan: **a)** Schematic map illustrating the locations of the field studies conducted along the Erkenek Segment, **b)** View of the fault plane of the Erkenek Segment near Çelikhan, **c)** Outcrop view of the main deformation zone intensely deformed by the Erkenek Segment, **d)** Outcrop view of faulted units exhibiting a cataclastic structure, **e)** View of the pressure ridge developing parallel to the segment in the main deformation zone of the Erkenek Segment.



Şekil 4. Erkenek Segmenti'nin Karadere boyunca morfolojik gözlemleri: a) Erkenek segmenti boyunca gerçekleştirilen arazi çalışmalarına ait lokayonların şematik harita üzerinde görünümü, b) Erkenek segmentine ait fayın görünümü, c) faylanmış mostra görünümü, d) bir fay düzleminin görünümü, e) yaklaşık 60 cm düşey yer değiştirmenin görüldüğü yüzeyleme.

Figure 4. Morphological observations of the Erkenek Segment along Karadere: **a**) Schematic map illustrating the locations of field studies conducted along the Erkenek Segment, **b**) View of the fault associated with the Erkenek Segment, **c**) Outcrop view of the fault, **d**) View of a fault plane, **e**) Surface exposure showing approximately 60 cm of vertical displacement.

Erkenek yerleşim alanında birçok kola ayrılan, basınç sırtları ve vadileri kontrol eden fay Karanlık Dere'nin güneyinde bir vadi boyunca doğrultusunu değiştirmektedir (Şekil 5a ve b). Segmentin yaklaşık D-B doğrultusuna döndüğü bu vadi ana yer değiştirme zonudur. Fayın etkilediği birimlerde oldukça dik tabaka eğimleri, kıvrımlar ve fay düzlemleri gözlenmektedir (Şekil 5b). Malatya-Kahramanmaraş karayolu üzerindeki Erkenek Tüneli girişinde ve Karanlık dere boyunca Erkenek Segmenti'nin büyük fay düzlemleri gözlemlenmiştir. Büyük fay düzlemleri üzerinde fayın hareket yönünü gösteren fay çiziği, fay oluğu, fay kertiği gibi kinematik göstergeler net bir şekilde gözlenmiş olup, bu belirteçler sol yanal hareketin varlığını açıkça ortaya koymaktadır (Şekil 5c, e). Yoğun deformasyona uğramış mostralarda makaslama kırıkları (Şekil 5d) ve kıvrımların geliştiği görülmüştür.



Şekil 5. Erkenek Segmenti'nin Karanlık Dere boyunca morfolojik gözlemleri: a) Erkenek segmenti boyunca gerçekleştirilen arazi çalışmalarına ait lokayonların şematik harita üzerinde görünümü, b) Erkenek Segmenti'nin denetlediği vadi, c) Erkenek Segmenti'ne ait fay düzleminin görünümü, d) yoğun deformasyon sonucu gelişmiş makaslama kırıklarının mostra görünümü, e) kinematik göstergelerin net bir şekilde gözlendiği fay düzlemi.

Figure 5. Morphological observations of the Erkenek Segment along Karanlık Dere: **a**) Schematic map illustrating the locations of field studies conducted along the Erkenek Segment, **b**) View of the valley controlled by the Erkenek Segment, **c**) View of the fault plane associated with the Erkenek Segment, **d**) Outcrop view of shear fractures developed due to intense deformation, **e**) Fault plane with clearly observed kinematic indicators.

Erkenek Segmenti'nin güneybatı ucu Erkenek yerleşim yerinden, Pazarcık Segmenti'nin başlangıcı olan Gölbaşı (Adıyaman) yerleşim yerine kadar uzanmaktadır. Karadere boyunca ilerleyen fay Cankara yerleşim yerine kadar dar bir deformasyon zonu gösterirken, Gölbaşı'na doğru bu deformasyon zonu genişlemektedir (Şekil 6a). Ozan yerleşim yerinin güney kesiminde, Pliyo-Kuvaterner yaşlı birim içerisinde neredeyse düşey duruşlu doğrultu atımlı fay düzlemi gözlemlenmiştir (Şekil 6b). Harmanlı yerleşim yerinde 3 tür faylanmayı da içerisinde barındıran mostrada, bindirme ve normal faylanmaya bağlı gelişmiş fay düzlemleri son deformasyon ürünü doğrultu atımlı Erkenek Segmenti tarafından yaklaşık 7 m sol yanal atıma uğramıştır (Şekil 6c ve d). Akyar civarında Erkenek segmenti, önünden geçtiği büyük Akyar heyelanını denetlemektedir (Şekil 6e).



Şekil 6. Erkenek Segmenti'nin güneybatı ucundaki morfolojik gözlemler: **a)** Erkenek segmenti boyunca gerçekleştirilen arazi çalışmalarına ait lokayonların şematik harita üzerinde görünümü, **b)** Erkenek Segmenti'nin fay düzleminin görünümü, **c)** Harmanlı mevkiinde Erkenek Segmenti tarafından yaklaşık 7 m sol yanal ötelenen önceki deformasyonların görünümü, **d)** Erkenek Segmenti fay düzleminin görünümü, **e)** büyük Akyar heyelanını kontrol eden Erkenek Segmenti'nin görünümü.

Figure 6. Morphological observations at the southwestern end of the Erkenek Segment: **a**) Schematic map illustrating the locations of field studies conducted along the Erkenek Segment, **b**) View of the fault plane on the Erkenek Segment, **c**) View of previous deformations displaced approximately 7 m left-laterally by the Erkenek Segment at Harmanlı, **d**) View of the fault plane of the Erkenek Segment, **e**) View of the Erkenek Segment controlling the large Akyar landslide.

6 Şubat 2023 Kahramanmaraş Pazarcık Depremi (Mw: 7,7) Yüzey Kırığının Çelikhan Çevresindeki Özellikleri

İHA ile üretilen 2,0-3,7 cm/piksel arasında değişen yüksek çözünürlüklü ortofoto üzerinde, güneybatıda Balıkburnu mevkiinden kuzeydoğuda Çelikhan yakın güneyindeki Cilke Sırtı'na doğru uzanan yaklaşık 1,5 km uzunluğundaki kısmının sol yanal doğrultu atımlı fay karakterinde olduğu ve maksimum yanal yer değiştirmenin 3,25 metreye ve düşey atımının ise 50 cm'ye ulaştığı gözlenmiştir. Arazide çoğunlukla Miyosen öncesine ait temel birimler ile Kuvaterner yaşlı alüvyon birimleri üzerinde genişlemeli ve sıkışmalı büklüm yapıları sunan yüzey kırığının, tarla sınırları, çit ve karayolundaki sol yanal yer değiştirmeleri çıplak gözle izlenebilmektedir (Şekil 7). Bununla birlikte toplam 270 km'ye ulaşan yüzey kırığının Balıkburnu ile Çelikhan güneyi arasında kalan bölümünde kesintili izlenen yüzey kırığı, Cilke sırtından kuzeydoğuya doğru, K10°D ile K60°D arasında değişen doğrultularda yine kesintili şekilde Erkenek Segmenti'nin doğrultusu boyunca gözlenmiştir. Aksoy vd. (2023) ve Karabacak vd. (2023) çalışmalarıyla uyumlu olarak yüzey kırığı boyunca gözlenen sol yanal yer değiştirme miktarı GB'den KD'ye doğru azalım göstermekte ve sönümlenmektedir.



Şekil 7. Çelikhan güneyinde haritalanan 6 Şubat 2023 deprem yüzey kırığı üzerindeki deformasyonlar. **a**) Haritalanan yüzey kırığının yüksek çözünürlüklü SYM görüntüsü, **b**, **c**) Haritalanan yüzey kırığının yüksek çözünürlüklü ortofoto üzerinde görünümü, **d**, **e**) Cilke sırtında gözlemlenen sol yanal yer değiştirmeler (d: 38.018722° K, 38.239794° D; e: 38.020319° K, 38.239989° D). Bakış yönü sırasıyla kuzey) ve kuzeybatıdır.

Figure 7. Deformations on the surface rupture of the February 6, 2023 earthquake mapped south of Çelikhan: *a*) High-resolution DEM image of the mapped surface rupture, *b*, *c*) Visualization of the mapped surface rupture on high-resolution orthophoto, *d*, *e*) Left-lateral displacements observed on Cilke Ridge (d: 38.018722° N, 38.239794° E; e: 38.020319° N, 38.239989° E). The viewing directions are oriented to the north and northwest, respectively.

ölçülen Cilke boyunca Sırtı yüzey kırıklarının doğrultuları ArcGIS 10.8 programında savısallastırılmış ve Rockworks20 programında işlenerek yüzey kırıklarının doğrultu gül diyagramı oluşturulmuştur. Gül diyagramından elde edilen sonuçlara göre araştırma sahasında doğrultuların K50°-60°D doğrultusunda yoğunluk gösterdiği ve ana fay zonu doğrultusu ile uvumlu olduğu görülmektedir (Şekil 8). Ayrıca gül diyagramına dayalı olarak, doğrultuya paralel gelişen yaklaşık KD-GB doğrultulu sıkışma ve buna dik KB-GD doğrultusundaki tansiyon, kinematik analiz sonuçlarıyla da tutarlıdır. Bununla birlikte 2022 yılında Erkenek Segmenti üzerinde Celikhan dolaylarında açılan Çelikhan 1 (Şekil 9 ve 10), Çelikhan 2 (Şekil 9 ve 11), Kurucaova ve Ozan rumuzlu paleosismolojik hendek kazılarının, 6 Subat 2023 Pazarcık depremi yüzey kırığının deformasyon zonu içerisinde kaldığı, dolayısıyla yüzey kırığının arazide tek bir çizgi olarak değil, doğrultu atımlı fayın geometrisine uygun olarak yer yer saçılmış yer yer sıkışmalı ve genişlemeli büklüm yapıları oluşturarak hendek kazılarının oldukça yakınlarından geçtiği saptanmıştır (Aksoy vd. 2023; Colak Erol vd. 2024).

Şekil 9'da görüldüğü gibi Çelikhan 1 rumuzlu hendek kazısı, Türkiye Diri Fay Haritası üzerinde ver alan Erkenek Segmenti üzerinde açılmıştır. 6 Şubat 2023 deprem çiftleri sırasında gelişen yüzey kırıkları, Erkenek Segmenti'nin deformasyon alanı içinde yer almakta ve hendek kazı alanının orta noktasına göre ~30 m güneyinden ve kuzeyinden geçmektedir (Şekil 10a ve b). Fayın 7,3 metre ile maksimum atım yarattığı yerin hendek kazı alanından yaklaşık 300 km daha güneybatıda ver aldığı düşünüldüğünde, bu bölgede ölçülen değer, uçlara gidildikçe atım miktarının azalması gerektiği gerçeğini doğrulamakta ve daha kuzeydoğuya doğru giderek sönümleneceğini ortaya koymaktadır. Bunun yanında hendek kazı çalışmalarında ölçülen fay verileri istatistiksel olarak değerlendirildiğinde, egemen doğrultunun KD-GB uzanımını verdiği ve dolayısıyla sıkışma ve gerilme yönlerinin sırasıyla KD-GB ve KB-GD olduğunu göstermektedir (Şekil 10c). Aksoy vd. (2023) tarafından yapılan çalışmada Erkenek Segmenti üzerinde ölçülen güncel deformasyon verilerinin de Erkenek Segmenti üzerinde açılan Çelikhan 1 hendeğinde elde edilenlerle uyumlu olduğu belirlenmiştir.

Çelikhan 2 rumuzlu hendek kazısı da (Şekil 11a ve b), Erkenek Segmenti üzerinde açılmıştır. 6 Subat 2023 deprem ciftleri sırasında gelisen yüzey kırıkları, Erkenek Segmenti'nin deformasyon alanı içerisinde yer almaktadır. 7 m uzunluğundaki hendek kazı çalışmalarında ölçülen fay verileri, istatistiksel olarak birlikte değerlendirildiğinde egemen doğrultunun KD-GB uzanımını verdiği ve dolayısıyla sıkışma ve gerilme yönlerinin sırasıyla KD-GB ve KB-GD olduğu görülmektedir (Şekil 11c). Aksoy vd. (2023) tarafından yapılan calışmada Erkenek Segmenti üzerinde ölçülen güncel deformasyon verilerinin, Erkenek Segmenti üzerinde açılan Çelikhan 2 hendeği ile uyumlu olduğu görülmektedir.



Şekil 8. Cilke sırtı boyunca ölçülen yüzey kırıklarından elde edilen doğrultu gül diyagramı.

Figure 8. Stereographic rose diagram derived from surface fractures measured along Cilke Ridge.

Erkenek Segmenti üzerinde açılan bir diğer hendek ise Kurucaova hendek kazısıdır (Şekil 12a ve b). 13 m uzunluğundaki Kurucaova hendeği de Çelikhan hendekleri gibi Erkenek Segmenti'nin deformasyon alanı içinde yer almaktadır. Hendek kazı çalışmalarında ölçülen fay verileri istatistiksel olarak birlikte değerlendirildiğinde egemen doğrultunun KD-GB ve dolayısıyla sıkışma ve gerilme doğrultularının da sırasıyla KD-GB ve KB-GD olduğu görülmektedir (Şekil 12c). Bu hendekteki verilerin de Aksoy vd. (2023) çalışmasında Erkenek Segmenti üzerinde ölçülen güncel deformasyon verileriyle uyumlu olduğu görülmektedir. 6 Şubat 2023 depremleri sonrasında yapılan arazi çalışması sırasında, 2022 yılı Ekim ayında, aynı segmentin GB ucunda Gölbaşı ilçesi Ozan köyü yakın doğusunda gerçekleştirilen 22 m uzunluğundaki Ozan rumuzlu hendek kazısı (Şekil 13a, b ve c), 6 Şubat 2023 depremleri sırasında oluşan yüzey kırığının hemen bitişiğinde yer almaktadır.



Şekil 9. Erkenek segmenti boyunca açılan hendeklerin konumları. *Figure 9. Locations of trenches excavated along the Erkenek Segment.*

Kinematik Analiz Çalışmaları

Saha çalışmaları sırasında Erkenek Segmenti üzerinde 25 adet gözlem noktasından 202 adet kinematik veri ölçümü yapılmıştır (Çizelge 1). ES 1, 3B, 7A, 9B, 10, 11, 13A, 15, 17, 18A ve 20 numaralı gözlem noktalarından ölçülen fay kayma verileri σ_3 'ün düşeyde olduğu sıkışmalı gerilme tensörü ile temsil edilmektedir. Bu sıkışmalı gerilme tensörleri gerilme oranı R ve gerilme rejim indeksi R' değerine dayalı olarak saf sıkışmadan (ES 1, 7A, 9B ve 20), radyal sıkışmaya (ES 3B, 11, 13A ve 18A), transpresiyonel (ES 10 ve 15) ve transtansiyonel (ES 17) gerilme rejimine değişmektedir.



Şekil 10. a) DAFZ Erkenek segmenti üzerinde açılmış olan Çelikhan-1 hendeğinin 6 Şubat 2023 tarihli depremler sırasında oluşmuş yüzey kırığına göre (beyaz üçgenlerle işaretlenmiş) konumu, b) hendek kazı alanı arazi görünümü,
c) doğrultu gül diyagramı ile fayın hendek içi görünümü (siyah üçgenlerle işaretlenmiş), d) hendek içi çalışmalar.

Figure 10. a) Location of the Çelikhan-1 trench excavated on the EAFZ-Erkenek Segment relative to the surface rupture formed during the earthquakes on February 6 (indicated by white triangles), b) Field view of trench excavation location, c) In-trench view of the fault (indicated by black triangles) with stereographic rose diagram, d) In-trench activities



Şekil 11. a) DAFZ Erkenek Segmenti (beyaz üçgenlerle işaretlenmiş) üzerinde açılmış olan Çelikhan-2 hendeğinin konumu, b) hendek kazı alanı arazi görünümü, c) doğrultu gül diyagramı ile fayın hendek içi görünümü (siyah üçgenlerle işaretlenmiş), d) hendek içi çalışmalar.

Figure 11. a) The location of the Çelikhan-2 trench excavated on the EAFZ-Erkenek Segment (indicated by white triangles), b) Field view of trench excavation location, c) In-trench view of the fault (indicated by black triangles) with stereographic rose diagram, d) In-trench activities



Şekil 12. a) DAFZ Erkenek Segmenti (beyaz üçgenlerle işaretlenmiş) üzerinde açılmış olan Kurucaova hendeğinin konumu b) hendek kazı alanı arazi görünümü, c) doğrultu gül diyagramı ile fayın hendek içi görünümü (siyah üçgenlerle işaretlenmiş), d) hendek içi çalışmalar.

Figure 12. a) The location of the Kurucaova trench excavated on the EAFZ-Erkenek Segment (indicated by white triangles), b) Field view of trench excavation location, c) In-trench view of the fault (indicated by black triangles with stereographic rose diagram, d) In-trench activities



Şekil 13. a) DAFZ Erkenek segmenti üzerinde açılmış olan Ozan hendeğinin 6 Şubat 2023 tarihli depremler sırasında oluşmuş yüzey kırığına (beyaz üçgenlerle işaretlenmiş) göre konumu, **b)** hendek kazı alanının yüzey kırığı ile birlikte arazi görünümü, **c)** yüzey kırığının arazi görünümü, **d)** hendek çalışmaları, **e)** fayın hendek içi görünümü (siyah üçgenlerle işaretlenmiş).

Figure 13. a) The location of the Ozan trench excavated on the EAFZ-Erkenek Segment Segment relative to the surface rupture formed during the earthquakes on February 6 (indicated by white triangles), b) Field view of trench excavation location, c) Field view of the surface ruptures, d) Trenching activities, e) In-trench view of the fault (indicated by black triangles).

Maksimum gerilme ekseni yönü (σ_1) KKB-GGD doğrultulu olan saf sıkışma ve radyal sıkışma gerilme rejimini veren kinematik noktalar, Alt-Orta Eosen yaşlı volkano-sedimanter karmaşık birimlerini (ES 1 ve 3B) etkilemiştir. Maksimum gerilme ekseni yönü (σ_1) KD-GB doğrultusunda olan saf sıkışma, transpresiyonel ve radyal sıkışma gerilme rejimini veren kinematik noktalar, Orta Triyas-Kretase yaşlı volkanosedimanter karmaşık birimlerini (ES 9B ve 11), Paleozoyik-Mesozoyik mermer-şistlerini (ES 10 ve 15), Mesozoyik yaşlı ofiyolitleri (ES 18A) ve Pliyo-Kuvaterner karasal birimlerini (ES 20) etkilemiştir. Maksimum gerilme ekseni yönü (σ_1) KB-GD doğrultulu olan saf sıkışma ve radyal gerilme rejimini veren kinematik lokasyon Pliyo-Kuvaterner karasal birimlerini (ES 7A) etkilemiştir. Maksimum gerilme ekseni yönü (σ_1) yaklaşık D-B doğrultusunda olan radyal sıkışma ve transtansiyonel tektonik rejimler Alt-Orta Eosen yaşlı volkano-sedimanter karmaşık birimlerini (ES 13A) ve Mesozoyik yaşlı ofiyolitleri (ES 17) etkilemiştir.

Çizelge 1. Erkenek Segmenti boyunca ölçülen fay kayma verilerinin kinematik analiz sonuçları *Table 1. Results of kinematic analysis of fault slip data measured along the Erkenek Segment.*

Lokasyon	Boylam	Enlem	Ν	σ1	σ2	σ3	R	R'	TR	α	Litoloji	Yaş
ES-1	38.418450°	38.048637°	3	01/175	02/085	88/281	0.33	2.33	PC	62,1	Volkano-sedimanter karmaşık	Alt-Orta Eosen
ES-2	38.390844°	38.047470°	8	19/217	65/355	16/121	0.56	1.44	SS	12,6	Volkano-sedimanter karmaşık	Alt-Orta Eosen
ES-3A	38.359598°	38.050873°	18	31/146	56/298	13/048	0.45	1.55	SS	2,8	Volkano-sedimanter karmaşık	Alt-Orta Eosen
ES-3B	38.359598°	38.050873°	18	05/181	17/273	72/075	0.99	2.99	RC	11,8	Volkano-sedimanter karmaşık	Alt-Orta Eosen
ES-4	38.350646°	38.053969°	6	01/033	70/125	20/303	0.88	1.12	TT	11,5	Şist	Üst Paleozoyik
ES-5A	38.330868°	38.048027°	19	74/348	07/232	14/140	0.16	0.16	RE	10,7	Şist	Üst Paleozoyik
ES-5B	38.330868°	38.048027°	19	13/026	52/134	34/287	0.44	1.56	SS	2,9	Şist	Üst Paleozoyik
ES-6	38.269313°	38.036457°	13	37/196	53/017	00/286	0.54	1.46	SS	14,9	Şist	Üst Paleozoyik
ES-7A	38.219495°	37.999735°	10	07/166	01/256	82/352	0.62	2.62	PC	8,4	Karasal çökel	Pliyo-Kuvaterner
ES-7B	38.219495°	37.999735°	10	05/185	67/288	22/093	0.17	1.83	TP	25,9	Karasal çökel	Pliyo-Kuvaterner
ES-8	38.060492°	37.934934°	5	65/131	24/293	07/026	0.45	0.45	PE	2	Volkano-sedimanter karmaşık	Orta Triyas-Kretase
ES-9A	38.058470°	37.937342°	11	47/120	43/299	00/030	0.44	0.44	PE	6,5	Volkano-sedimanter karmaşık	Orta Triyas-Kretase
ES-9B	38.058470°	37.937342°	11	06/235	09/326	79/110	0.50	2.50	PC	8	Volkano-sedimanter karmaşık	Orta Triyas-Kretase
ES-10	38.038199°	37.936728°	4	04/078	44/171	46/344	0.22	2.22	TP	8,3	Mermer, şist	Paleozoyik-Mesozoyik
ES-11	38.030673°	37.934431°	5	01/015	33/284	57/106	0.81	2.81	RC	35	Volkano-sedimanter karmaşık	Orta Triyas-Kretase
ES-12	38.019413°	37.931462°	9	26/054	43/170	36/303	0.89	1.11	TT	37	Volkano-sedimanter karmaşık	Orta Triyas-Kretase
ES-13A	38.012082°	37.929995°	11	20/107	13/202	65/323	0.83	2.83	RC	17,7	Volkano-sedimanter karmaşık	Orta Triyas-Kretase
ES-13B	38.012082°	37.929995°	11	17/054	46/162	39/309	0.56	1.44	SS	4	Volkano-sedimanter karmaşık	Orta Triyas-Kretase
ES-14	37.999685°	37.928728°	9	42/191	43/045	18/298	0.49	0.51	SS	39,6	Mermer, şist	Paleozoyik-Mesozoyik
ES-15	37.991604°	37.929758°	5	08/036	39/133	50/297	0.14	2.14	TP	8,6	Mermer, şist	Paleozoyik-Mesozoyik
ES-16	37.911485°	37.912173°	4	09/349	61/095	27/255	0.80	1.20	TT	1,1	Alüvyal fan, yamaç molozu	Kuvaterner
ES-17	37.891904°	37.922985°	5	22/092	16/188	63/312	0.01	2.01	TT	24,4	Ayrılmamış ofiyolitler	Mesozoyik
ES-18A	37.877086°	37.924062°	27	27/268	36/157	43/025	0.92	2.92	RC	23,6	Ayrılmamış ofiyolitler	Mesozoyik
ES-18B	37.877086°	37.924062°	27	06/264	70/010	19/172	0.30	1.70	SS	8,8	Ayrılmamış ofiyolitler	Mesozoyik
ES-19	37.744733°	37.840196°	3	10/072	65/183	23/338	0	2	TP	23,8	Karasal çökel	Pliyo-Kuvaterner
ES-20	37.703861°	37.835310°	6	33/100	06/194	56/294	0.75	2.75	PC	24,5	Karasal çökel	Pliyo-Kuvaterner
ES-21	37.682014°	37.823496°	6	26/052	62/209	09/317	0.52	1.48	SS	12	Ayrılmamış Kuvaterner	Kuvaterner
ES-22	37.673304°	37.820072°	5	07/177	60/075	29/271	0.03	1.97	ТР	16,8	Ayrılmamış Kuvaterner	Kuvaterner
ES-23	37.684518°	37.809149°	3	45/064	45/250	03/157	0.83	1.17	TT	25,4	Kırıntılılar ve karbonatlar	Miyosen
ES-24	37.651284°	37.807024°	3	21/034	68/201	05/302	0.67	1.33	SS	5,5	Ayrılmamış Kuvaterner	Kuvaterner
ES-25	37.628561°	37.793748°	4	76/212	08/332	12/068	0.59	0.59	PE	4.5	Avrilmamis Kuvaterner	Kuvaterner

N: Ölçüm Sayısı, R: gerilme oranı, R' gerilme indeksi, σ_1 : maksimum gerilme ekseni yönü, σ_2 : ortaç gerilme ekseni yönü, σ_3 : minimum gerilme ekseni yönü, ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), P°/D°: Eğim miktarı/Eğim yönü, TR: Tektonik rejim, α : Uyumsuzluk açısı RE: Radyal genişleme, PE: Saf genişleme, TT: Transtansiyonel, SS: Saf doğrultu atım, TP: Transpresiyonel, PC: Saf sıkışma, RC: Radyal sıkışma.

ES 5A, 8, 9A ve 25 numaralı gözlem noktalarından ölçülen fay kayma verileri σ_1 'in düşeyde olduğu genişlemeli gerilme tensörü ile temsil edilmektedir. Bu genişlemeli gerilme tensörleri gerilme oranı R ve gerilme rejim indeksi R' değerine dayalı olarak, saf genişlemeden (ES 8, 9A ve 25) radyal genişlemeye (ES 5A) değişen gerilme rejimi indeksi elde edilmiştir. Minimum gerilme ekseni yönü (o,) KB-GD doğrultusunda olan radyal genişleme tektonik rejimi Üst Paleozoyik şistlerini (ES 5A) etkilemiştir. Minimum gerilme ekseni yönü (o₂) KD-GB doğrultulu olan saf genişleme tektonik rejimi Orta Triyas-Kretase yaşlı volkano-sedimanter karmaşık birimlerini (ES 8 ve 9A) ve Kuvaterner birimlerini (ES 25) etkilemiştir. Kuvaterner yaşlı birimlerin etkilendiği ES 25 kinematik ölçüm noktasından elde edilen KD-GB doğrultulu minimum gerilme vönüne sahip saf genişleme gerilme rejimi indeksi, Erkenek Segmenti'nin güneybatı ucunda, Gölbaşı genişlemeli alanındaki lokal genişleme olarak vorumlanmıştır.

ES 2, 3A, 4, 5B, 6, 7B, 12, 13B, 14, 16, 18B, 19, 21, 22, 23 ve 24 numaralı gözlem noktalarından ölçülen fay kayma verileri σ,'nin düşeyde olduğu doğrultu atımlı gerilme tensörü ile temsil edilmektedir. Bu doğrultu atımlı gerilme tensörleri gerilme oranı R ve gerilme rejim indeksi R' değerine dayalı olarak saf doğrultu atımlı tektonik rejimden (ES 2, 3A, 4, 5B, 6, 13B, 14, 18B, 21 ve 24), transpresiyonel (ES 7B, 19 ve 22) ve transtansiyonel (ES 12, 16 ve 23) tektonik rejime değişen kinematik analiz sonucu elde edilmiştir. Maksimum gerilme ekseni yönü (o,) KB-GD doğrultusunda olan saf doğrultu atım ve transtansiyonel gerilme rejimini veren kinematik noktalar Alt-Orta Eosen yaşlı volkano-sedimanter karmaşık birimlerini (ES 3A) ve Kuvaterner yaşlı alüvyal yamaç molozu çökellerini (ES 16) etkilemiştir. Maksimum gerilme ekseni yönü (σ_1) K-G doğrultulu olan transpresiyonel gerilme rejimini veren kinematik noktalar genellikle Pliyo-Kuvaterner karasal çökellerini (ES 7B) ve Kuvaterner yaşlı birimleri (ES 22) etkilemiştir.

Maksimum gerilme ekseni yönü (σ_1) KD-GB doğrultusundaki saf doğrultu atım, transtansiyonel ve transpresiyonel gerilmerejimini veren kinematik noktalar Alt-Orta Eosen yaşlı volkano-sedimanter karmaşık birimlerini (ES 2), Üst Paleozoyik yaşlı sistleri (ES 4, 5B ve 6), Paleozoyik-Mesozoyik mermer-sistlerini (EG 10B), Orta Trivas-Kretase yaşlı volkano-sedimanter karmaşık birimlerini (ES 12 ve 13B), Mesozoyik yaşlı ofiyolitleri (ES 18B), Pliyo-Kuvaterner karasal cökellerini (ES 19) ve Kuvaterner yaşlı birimleri (ES 21 ve 24) etkilemiştir. Minimum gerilme ekseni yönü (σ_{2}) KB-GD doğrultulu olan saf doğrultu atım ve transtansiyonel tektonik rejim, genellikle Paleozoyik-Mesozoyik mermer-şistlerini (ES 14) ve Kuvaterner yaşlı birimleri (ES 23) etkilemiştir.

TARTIŞMA

6 Şubat 2023 Pazarcık Depremi (Mw: 7,7) yüzey kırığının Erkenek Segmenti ile ilişkisi ve yakın segmentlerdeki paleosismolojik çalışmalar ile değerlendirilmesi

6 Şubat 2023 tarihinde DAFZ üzerinde meydana gelen ve art arda 3 segmentin kırıldığı Pazarcık (Mw: 7,7) depreminde meydana gelen yaklaşık 270 km uzunluğundaki yüzey kırığı, maksimum sol yanal yer değiştirmesini (7,3 m) Pazarcık segmenti üzerinde gerçekleştirmiş (Karabacak vd., 2023) olmakla birlikte, çalışma konusunu oluşturan Erkenek Segmenti üzerinde, segmentin en uç noktası olan Çelikhan kuzeydoğusuna doğru giderek azalan atımlar göstermektedir (Şekil 14).

Sol yönlü doğrultu atımlı fay morfolojisine uygun olarak kimi yerde genişlemeli ve sıkışmalı büklüm sunan yüzey kırığı, uydu görüntüsünde tek çizgi olarak görünse de arazide yer yer km'ye ulaşan genişlikte bir deformasyon zonu sunmaktadır. Özellikle Çelikhan yerleşim alanının güneyinde, Cilke mevkiinde açılmış olan Çelikhan-1 hendeği, yüzey deformasyon zonu içinde kalmakta olup kuzeyinden ve güneyinden geçen yüzey kırığına yaklaşık 30 m uzaklıkta olduğu saptanmıştır (Şekil 14).



Şekil 14. Çelikhan güneyinde haritalanan yüzey kırığının Erkenek Segmenti ile ilişkisi. **a**, **b**, **c**, **d**) Haritalanan yüzey kırığının yüksek çözünürlüklü Ortofoto ve SYM üzerinde görünümü. **e**, **f**) Cilke sırtında gözlemlenen deformasyon yapıları, bakış yönü sırasıyla kuzey (e: 38.018896° K, 38.238783° D) ve güneydir (f: 38.018728° K, 38.239444° D).

Figure 14. Relationship of the surface rupture mapped south of Çelikhan with the Erkenek Segment: **a**, **b**, **c**, **d**) Appearance of the mapped surface rupture on high-resolution orthophoto and DEM images, **e**, **f**) Deformation structures observed on Cilke Ridge, with viewing directions oriented to the north (e: 38.018896° N, 38.238783° E) and south (f: 38.018728° N, 38.239444° E).

Gerek paleosismoloji çalışmasında saptanan veriler gerekse de yüzey kırığının deformasyon özelliği, yapılan hendek kazılarının kompleks yapıdaki DAFZ'nin deformasyon zonu içinde kaldığını göstermektedir.

6 Şubat 2023 depremleri sonrasında yapılan arazi çalışması; 2022 yılı Ekim ayında, Erkenek Segmenti'nin GB ucunda Gölbaşı ilçesi Ozan Köyü yakın doğusunda gerçekleştirilen Ozan rumuzlu paleosismolojik hendek kazısının da (Sekil 9 ve 13), 6 Subat 2023 depremleri sırasında bu segment üzerinde oluşan yüzey kırığının bitişiğinde yer aldığını göstermiştir (Aksoy vd., 2023). Benzer şekilde Ozan rumuzlu hendeğin daha kuzeydoğusunda yer alan Kurucaova hendeğinde de yüzey kırığı ve Erkenek segmenti üzerinde açılan hendek kazı alanı birbirine oldukça yakındır. 6 Şubat 2023 Pazarcık depremi sonucunda oluşan yüzey kırığının Kurucaova özelinde de Erkenek Segmenti deformasyon zonu içinde kaldığı göze carpmaktadır. Olusan yüzey kırığı ile Türkiye Diri Fay Haritası baz alınarak haritalanan alt alanlardaki fay haritası karşılaştırıldığında, diri faylar ile yüzey kırığın büyük ölçüde örtüştüğü söylenebilir. Ancak, daha önce Holosen döneminde meydana gelmiş depremlerin topoğrafya üzerinde bıraktığı izlere göre hem arazi çalışmaları hem de uzaktan algılama çalışmaları ile çizilen Türkiye Diri Fay Haritası'nda çizili olan Erkenek segmentinin üzerinde acılan hendek kazıları ile yüzey kırıkları arasında az da olsa tutarsızlık mevcuttur. Bu durum, Erkenek Segmenti özelinde yapılmış hendek kazıları ön çalışmalarında saptanan deprem olayları dikkate alındığında, hendek kazı alanlarının daha önceki yüzeye ulaşan yani yüzey faylanması üretmiş deprem olaylarını barındırdığı ve dolayısıyla oluşan yüzey kırıklarının topoğrafyada bu eski yüzey kırığı alanını kullanmadığı, bunun yerine Erkenek Segmenti deformasyon alanı içinde kalan yeni bir yüzeyin yırtılması şeklinde yorumlanabilir.

Bununla birlikte, hem yüzey kırığının geometrisi hem de kosismik yer değiştirme

verileri, yüzey kırığı üzerinde bizzat jeolojik araştırmalar yapan Karabacak vd. (2023), Aksoy vd. (2023), Sandıkçıoğlu vd. (2023), Bayrakdar vd. (2023), Parlak vd. (2023), Softa vd. (2024)'e göre, özellikle hendek çalışmalarının olduğu alanlar başta olmak üzere 6 Şubat deprem çiftlerinin oluşturduğu yüzey kırığı geometrisinin sol yönlü atım sergileyerek kimi yerde büklüm kimi yerde ise genişleme yapıları sunan yüzey kırığının, diri fay haritasıyla büyük ölçüde uyum içinde olduğu ve doğrultu atımlı fay mekanizmasına uygun olarak geliştiği görüşüyle uyum içindedir.

DAFZ güney kolu (ana kol) üzerinde hendek kazısı tabanlı paleosismolojik çalışmalar (Çetin vd., 2003, Yönlü ve Karabacak, 2024) gerçekleştirilmiş olmasına rağmen, Erkenek Segmenti üzerinde daha önce yayınlanmış paleosismolojik çalışma bulunmamaktadır (Çizelge 2). 6 Şubat 2023 Pazarcık depreminin (Mw: 7,7) üzerinde geliştiği segmentlerden (Erkenek, Pazarcık ve Amanos segmenleri), biri olan Pazarcık Segmenti üzerinde gerçekleştirilen çalışmalarda (Yönlü vd. 2017; Yönlü ve Karabacak, 2024), segmentin en az 5 deprem ürettiği belirlenmiş ve kayma hızı da yılda 5,6 mm olarak hesaplanmıştır. Araştırmacılar radyokarbon tarihlendirme tekniğini baz alarak, hendek kazılarında MS 1114 depremini Balkar, Büyüknacar Tevekkelli hendeklerinde ve gözlemlerken, MS 1513 depremini ise sadece Tevekkelli hendek kazısında saptamışlardır. Bu meyanda Pazarcık segmenti özelinde 2023 depreminden evvelki son depremlerin 511 yıl ve 910 yıl evvel gerçekleştiği anlaşılmaktadır. Bununla birlikte Palu segmenti üzerindeki paleosismoloji çalışmaları sadece segment üzerinde hendek kazısı tabanlı değil aynı zamanda Hazar Gölü içinde sualtı paleosismoloji tekniği ile de gerçekleştirilmiştir (Hubert-Ferrari vd., 2017 ve 2020).

Çizelge 2. Pazarcık ve Palu segmentleri üzerinde gerçekleştirilen paleosismolojik çalışmalar. Pazarcık segmentine ait veriler Yönlü (2017) ve Yönlü ve Karabacak'dan (2024), Palu segmentine ait veriler ise Çetin vd. (2003) çalışmasından derlenmiştir.

Table 2. Overview of paleoseismological studies conducted on the Pazarcık and Palu segments. The data for the Pazarcık segment are derived from the works by Yönlü (2017) and Yönlü and Karabacak (2024), while the data for the Palu segment are compiled from the research conducted by Çetin et al. (2003).

	Paleosismolojik Hendek Kazısı								
Fay/Segment Adı	Adı/Sayısı	Değerlendirme	Kayma Hızı	Belirlenen Tarihsel Depremler	Son depremden geçen süre				
	Balkar Hendeği / 2 Hendek	En az 4 olası olay gözlemlenmiştir.	-	1114	910				
DAFZ/ Pazarcık Segmenti	Büyüknacar Hendeği / 1 Hendek	En az 3 olası olay gözlemlenmiştir.	-	1114	910				
	Tevekkelli Hendeği / 5 Hendek	En az 5 olası olay gözlemlenmiştir.	5,6 mm/y	1114, 1513	511				
DAFZ/Palu Segmenti	Palu Hendeği / 4 Hendek)	En az 5 olası olay gözlemlenmiştir.	11 mm/y	1874, 1875	149				

Hazar Gölü'nün KD'sinde hendek kazısı tabanlı gerceklestiren calısmada (Cetin vd., 2003) 4 adet kazı çalışması yapılmış ve kazılarda 5 adet deprem olayı yani yüzey kırığı oluşturmuş deprem izlerinin saptandığı belirtilmistir. Radyokarbon tekniği kullanılarak deprem ile ilişkili seviyelerin tarihlendiği çalışmada, en son yüzey kırığı oluşturmuş depremlerin 1874 ve 1875 depremlerine ait olabileceği ileri sürülmüştür. Ek olarak Hazar Gölü içinde gerçekleştirilen su altı paleosismoloji calısmalarında (Hubert-Ferrari vd., 2017 ve 2020) MÖ 450, MS 1000-1100, MS 1250, MS 1874 ve MS 1875 depremlerine ait çökelleri radyokarbon, kurşun ve sezyum izotopları ile tarihlendirmişlerdir.

Erkenek Segmenti Boyunca Paleostres Dağılımı

Erkenek Segmenti boyunca ölçülen kinematik verilerin analizi farklı jeolojik dönemleri temsil eden gerilme durumları ile karakterize edilen farklı tektonik rejimlerin varlığını ortaya koymuştur (Bakınız Çizelge 1). Herece (2008), DAFZ boyunca tektonik birimlerin yerleşimi ve vapısal elemanların gelişimine davalı Maastrihtiven, Lütesiven, Orta-Gec Mivosen ve Geç Pliyosen sonları olarak adlandırılan dört farklı tektonik faz önermiştir. Kaymakçı vd. (2010) Maastrihtiyen'den günümüze Güneydoğu Türkiye için beş farklı gerilme durumu ve tektonik rejimin varlığını öne sürmüşlerdir. Doğanyol (Malatya) ve Türkoğlu (Kahramanmaraş) arasında DAFZ boyunca gerçekleştirilmiş kinematik analiz çalışmaları (Yılmaz vd., 2006; Akgün ve İnceöz, 2021), bu calışma kapsamındaki bulguların anlamlı karşılaştırmalarının yapılabilmesi ve Erkenek Segmenti ile doğrudan ilişkilendirilebilmesi açısından büyük önem taşımaktadır.

Bu kapsamda Erkenek Segmenti boyunca ölçülen kinematik verilerin analizi, ilk olarak saha çalışmalarında haritalanan fay geometrisi ve deformasyon elipsoidi kapsamında değerlendirilerek; DAFZ'ye ait son deformasyon ve eski deformasyon fazları olarak iki grup belirlenmiştir. Deformasyon elipsoidine göre doğrultu atımlı faylarda oluşabilecek sıkışmalı yapılar (ters faylar, kıvrım eksenleri vb.) ya da genişlemeli yapılar (normal faylar, tansiyon çatlakları vb.) göz önünde tutularak kinematik yorum yapılmıştır. Ayrıca çalışma alanı boyunca gerçekleştirilmiş bölgesel gerilme durumları ve kinematik analiz çalışmaları ile analiz sonuçları birlikte değerlendirilerek karşılaştırma yapılmıştır.

DAFZ'nin olusumundan hemen önce Gec Pliyosen sonlarında artan yakınsama oranına bağlı olarak, K-G doğrultulu sıkışma gerilmesi altındaki bölge kıvrımlanma ve ters faylanmanın etkisi ile hızla yükselmiştir (Herece, 2008). Bölgede devam eden yakınsama, çoğu kinematik lokasyonda da (ES 2, 4, 5B, 6, 7B, 9B, 10,11,12,13B, 15,16, 18B, 19, 20, 21, 22, 24, 25), günümüzde baskın olan doğrultu atımlı tektonik rejimi temsil eden DAFZ'nin aktivitesi ile ilişkili deformasyona neden olmustur. Bu doğrultu atımlı deformasyonun gerilme durumu paleostres analizinde coğunlukla KD-GB (ES 2, 4, 5B, 6, 9B, 10, 12, 13B, 15, 18B, 19, 20, 21, 24) ya da KKD-GGB (ES 7B, 11) doğrultulu sıkışma yönleri hesaplanmış olmakla birlikte; bazı lokasyonlarda (ES 16, 22, 25) KB-GD doğrultulu sıkışma etkisinde gelişmiş doğrultu atımlı tektonik rejim analiz edilmiştir. ES 16 lokasyonunda Kuvaterner yaşlı alüvyal velpaze birimlerinde analiz edilen KB-GD doğrultulu sıkışma, transtansiyonel tektonik rejim ile fay geometrisinin bu alanda iki kola ayrılması ve fay parçalarının birbiri ile olan etkileşimini göstermektedir. ES 22 lokasyonunda ayrılmamış Kuvaterner birimlerinden analiz edilen KKB-GGD doğrultulu σ_1 sıkışma yönü de transpresiyonel tektonik rejim ile fay geometrisinin bu alanda kollara ayrılması ve fay parçalarının etkileşimi ile ilişkilidir. Ayrıca bu alanda yapılmış kinematik analiz çalışmalarında (Yılmaz vd., 2006) elde edilen KB-GD doğrultulu σ_1 sıkışma yönü ile uyumludur. ES 25 lokasyonunda ayrılmamış Kuvaterner birimlerinden ölçülen kinematik verilerin analizi KD-GB doğrultulu σ, genişleme yönü ile saf genişleme tektonik rejim, segmentin Gölbaşı yerleşim yerine doğru önemli miktarda normal bileşen kazanması ve fayın geometrisi ile uyumlu lokal bir genişleme olarak yorumlanmıştır.

Paleozoyik'ten günümüze çeşitli kayaç birimlerini deforme eden KD-GB / KKD-GGB doğrultulu o, sıkışma etkisiyle saf doğrultu atımlı (ES 2, 5B, 6, 13B, 18B, 21, 24), transtansiyonel (ES 4, 12) ve transpresiyonel (ES 7B, 10, 15, 19, 22) tektonik rejimler fayın değişen doğrultusu ve geometrisi ile uyumlu olarak genişlemeli ve sıkışmalı kısımlar şeklinde analiz edilmiştir. Özellikle Çelikhan yerleşim yerinde segmentin yaklaşık D-B doğrultusu kazanması ve bu alanda Sürgü segmentinin ana koldan ayrılması segmentin ters ve normal bileşen kazanarak transpresyonel ve transtansiyonel tektonik rejim özelliği göstermesine neden olmuştur. Erkenek Segmenti üzerinde gerçekleştirilen kinematik çalışmalar, bölgede lokal olarak çalışan Yılmaz vd., (2006) ve Akgün ve İnceöz (2021) çalışmalarından elde edilen gerilme yönleri ve tektonik rejim türleri ile uyum göstermektedir. DAFZ boyunca, sıkışmalı tektonik rejimden doğrultu atımlı tektonik rejime geçiş sürecinde ters bileşenin baskın olduğu transpresyonel tektonik rejim baskınken, günümüzde normal bileşenin baskın olduğu transtansiyonel tektonik rejimin hakim olduğu görülmektedir. Saptanan veriler ışığında ortaya çıkan deformasyon fazları, Yılmaz vd., (2006) çalışmasıyla uyumludur. ES 9B lokasyonunda Orta Triyas-Kretase yaşlı volkanik ve sedimanter birimleri etkileyen KD-GB doğrultulu σ, sıkışma etkisiyle saf sıkışmalı tektonik rejim sol yanal deformasyon elipsoidindeki sıkışmalı yapıların doğrultusu ile son tektonik rejime bağlı gelişmiş lokal sıkışma olarak yorumlanmıştır. Özellikle Çelikhan civarındaki temel birimlerin yaşı ve çoklu deformasyon fazını gösteren kinematik verilerin birbirlerini üzerlemesi, eski fay düzlemlerinin yeniden aktive olması ile ilişkili olup bu durum bazı lokasyonlardaki kinematik analiz hesaplamalarındaki ideal koşullarda 30 ve alt değerleri alması gereken uyumsuzluk açısının (misfit angle) yüksek olmasına neden olmuştur (Şekil 15).

Elif AKGÜN, Mustafa SOFTA, Serap COLAK EROL, Ercan AKSOY, Serkan GÜRGÖZE, Fikret KOCBULUT, Hasan SÖZBİLİR, Orhan TATAR



Şekil 15. DAFZ Erkenek Segmenti'nin deformasyonu ile ilişkili kinematik verilerin analizinin stereografik küre üzerinde gösterimi ve sol yanal deformasyon elipsoidinin şematik görünümü.

Figure 15. Analysis of kinematic data related to the deformation of the EAFZ-Erkenek Segment on a stereographic sphere, along with a schematic representation of the left-lateral deformation ellipsoid.

Bu kinematik lokasyonların dışında kalan analiz hesaplamaları, son deformasyon olarak tanımlanan sol yanal doğrultu atımlı tektonik rejimin deformasyon elipsoidi ile uyumlu olmayan eski dönemlere ait deformasyonlar olarak yorumlanmıştır. Farklı doğrultularda sıkışmalı ve genişlemeli gerilme durumları etkisinde farklı fazları yansıtan bu kinematik lokasyonlar Doğu Akdeniz için önerilen bölgesel gerilme durumları ve levha hareketleri ilişkilerini ortaya koyan çalışmalar (Örn; Dercourt vd., 1986; Herece, 2008; Kaymakçı vd., 2010) ile karşılaştırılarak ilişkilendirilmiştir. KD-GB doğrultulu genişlemeli tektonik rejim Maastrihtiyen dönemindeki yitimi takip eden hızlı yükselim ve erozyon sonucu oluşmuş Paleosen havzalarının gelişimi ile ilişkilidir. Orta Triyas-Kretase yaşlı volkanosedimanter karmaşık biriminde ölçülen kinematik verilerin analizinden elde edilen KD-GB doğrultulu genişlemeli tektonik rejim (ES 8, 9A), ilk tektonik faz (Kaymakçı vd., 2010) olarak belirlenen Maastrihtiyen fazı (Herece, 2008) ile ilişkilendirilmiştir (Şekil 16). Doğu Akdeniz'de önemli bir sıkışmalı dönem ve ikinci faz olarak tanımlanan (Kaymakçı vd., 2010) Lütesiyen fazı (Herece, 2008), D-B ve KB-GD doğrultulu sıkışmalı tektonik rejim ile karakterize edilmektedir. Çalışma alanında, ters faylar ve kıvrım oluşumları ile ilişkili D-B ve KB-GD doğrultulu sıkışmalı tektonik faz (ES 3A, 13A, 17, 18A), Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı temel birimleri içerisinde ölçülen yüksek yan yatım açıları ile ayırt edilmektedir.



Şekil 16. DAFZ Erkenek Segmenti boyunca eski dönemlere ait deformasyonlar ile ilişkili kinematik verilerin analizinin stereografik küre üzerinde gösterimi.

Figure 16. Analysis of kinematic data related to older deformations along the EAFZ-Erkenek Segment on a stereographic sphere.

Lütesiyen'de Doğu Akdeniz'i etkileyen sıkısmalı deformasyon Livermore ve Smith (1983) tarafından önerilen Afrika-Avrasya levhaları arasındaki vakınsama hızının artmasından dolayısıyla yitim hızının azalması (Le Pichon ve Gravlier, 1988) ve carpışma hızının artması (Dercourt vd., 1986) ile açıklanabilir. En üst tektonik dilimi olusturan metamorfik birimler tektonik fazlar boyunca sürekli hareket ederek, deformasvonları farklı vansıtan kinematik göstergeleri üzerinde barındırır (Şekil 16).

Oligosen sonlarına kadar devam eden sıkısmalı deformasyon, doğudan batıya göc eden levha diliminin yırtılması ile ilişkili D-B ve KB-GD doğrultulu genişlemeli tektonik rejim ile karakterize edilen üçüncü faz tarafından takip edilmektedir (Kaymakçı vd., 2010). Miyosen yaşlı göl çökelleri (ES 23) ve Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfik birimlerinden (ES 5A, 14) ölçülen kinematik verilerin inversiyon analizi ile genislemeli faz ve bu lokasyonlarda hesaplanan gerilme durumlarının ilişkili olduğu düşünülmektedir (Şekil 16). Bu genişlemeli tektonik faz boyunca Gölbaşı'ndan Çelikhan ve Sincik'in doğusuna kadar uzanan Lice havzası olarak adlandırılan sedimanter kuşak gelişmiştir (Herece, 2008).

Calısma alanı icerisindeki Paleozoyik-Mesozovik yaşlı metamorfik birimler Geç Serravaliyen dönemi süresince başlayan K-G doğrultulu sıkışmadan dolayı Miyosen havzası üzerine bindirme fayları ile itilmistir (Herece, Okyanusu'ndaki 2008). Neotetis vitimin tamamlanması ve kıtasal çarpışmanın başlangıcı olarak bilinen K-G doğrultulu sıkışmalı tektonik rejim Doğu Akdeniz'de D-B uzanımlı ters faylar ve kıvrım eksenlerinin gelişiminden sorumludur. Arabistan ve Avrasya levhaları arasındaki yakınsamanın saatin tersi yönünde değiştiği (Navabpour vd., 2006) deformasyon fazında bindirme ve kıvrım oluşumları yanı sıra; deformasyona eşlenik doğrultu atımlı faylar ile ters bileşene sahip oblik faylar eşlik etmektedir (Herece, 2008). ES 7 (Pliyo-Kuvaterner karasal birimleri) dısında, bu sıkısmalı tektonik fazı karakterize eden kinematik veriler Eosen karmasık birimlerinden (ES 1, 3B) ölçülmüştür. Kıtasal çarpışmadan sonra levhalar arasındaki yakınsama hızının azalması genişlemeli çöküntü alanlarında karasal birimlerin depolanmasına Plivosen neden olmuştur (Herece, 2008). ES 7 kinematik lokasyonundaki gibi bazı temel birimler yoğun deformasyon altında deforme olmus ve fay breşi olarak yeni birime dönüşmüştür. Hem sıkışmalı hem de doğrultu atımlı tektonik rejimin görüldüğü ES 7 için önerilen gerilme durumu bu lokasyonun yoğun deformasyona maruz kalması ile açıklanmaktadır (Şekil 16).

SONUÇ

Bu çalışmada Erkenek Segmenti, Adıyaman ili Çelikhan ilçesi güneyinde net olarak izlenebilen 6 Şubat 2023 Pazarcık depremi (Mw: 7,7) yüzey kırığının detay özellikleri ve segment boyunca paleostres çalışmalarından elde edilen verilerle ayrıntılı olarak incelenmiştir. Sonuçta;

- Çelikhan güneyinde Balıkbirin tepeleri ile Cilke sırtı arasında KD-GB uzanımında net izlenen yüzey kırığının doğrultu atımlı fay kinematiğine uygun olarak küçük ölçekte genişlemeli ve sıkışmalı büklüm yapıları gösterdiği ve segment boyumca açılan hendek kazılarının deformasyon zonu içinde kaldığı,
- İHA yardımıyla ortofoto görüntüleri üzerine ~2 km uzunluğunda haritalanan yüzey kırığının Çelikhan güneyinde 3,25 m sol yanal yer değiştirme ve 50 cm'ye ulaşan düşey atım sunduğu,
- Erkenek segmenti boyunca fay düzlemlerinden ölçülen kayma verilerinin kinematik analizi sonucunda, segmentin geometrisi ile uyumlu deformasyonun yaklaşık KD-GB ve KKB-GGD doğrultulu sıkışma gerilmesi etkisindeki doğrultu atımlı tektonik rejim altında geliştiği,
- Fayın geometrisi ve doğrultusuna göre sıkışmalı ve genişlemeli alanlardan transpresyonel ve transtansiyonel tektonik rejimlerin varlığı,
- Farklı kayma verilerini barındıran ve segmentin doğrultusu ile uyumlu olmayan deformasyonların eski döneme ait olduğu değerlendirilerek, Maastrihtiyen'den itibaren Arabistan ile Anadolu levhaları arasında etkili olan yakınsama sürecine bağlı deformasyon fazları ile ilişkili genişlemeli ve sıkışmalı tektonik rejimlerin etkili olduğu saptanmıştır.

EXTENDED SUMMARY

The Eastern Anatolian Fault Zone (EAFZ) comprises two distinct systems: the northern branch and southern main branch, which extend 380 km and 580 km in length, respectively. This study focuses on the segment of the surface rupture near Çelikhan associated with the 6 February 2023 Pazarcık earthquake (Mw 7.7) on the main branch. This study presents a detailed examination of the geological relationship between the surface fault rupture and the Erkenek segment, as well as inferences regarding the deformation mechanism of the surface rupture. For the first time, comprehensive field studies were conducted to investigate these aspects.

The surface rupture from the February 6, 2023 earthquake (Mw 7.7), mapped using UAV technology, extends approximately 1.5 km to the Cilke ridges south of Çelikhan. This rupture exhibits characteristics of a left-lateral strike-slip fault, with maximum displacement of approximately 3.25 meters and vertical slip of up to 50 centimeters. In 2022, two trench excavations, named Çelikhan 1 and Çelikhan 2, were carried out south of Çelikhan for paleoseismological analysis. These excavations revealed that the surface rupture from the February 6, 2023, Pazarcık earthquake (Mw 7.7) remained within the deformation zone. The surface rupture did not appear as a single continuous line but was instead dispersed, reflecting the geometry of the strike-slip fault. The trenches were observed to be located very close to the rupture, resulting in the formation of compressional and extensional bend structures. Furthermore, the analysis of kinematic data along the Erkenek segment represents initial evaluations based on fault geometry and the deformation ellipsoid derived from raw data collected during field studies. This evaluation identified two distinct phases: the most recent deformation phase and an earlier phase within the EAFZ.

The ongoing convergence in the region is prominently observed across multiple kinematic sites (ES 2, 4, 5B, 6, 7B, 9B, 10, 11, 12, 13B, 15, 16, 18B, 19, 20, 21, 22, 24, 25), leading to deformation associated with the activity of the EAFZ, which currently governs the strike-slip tectonic regime. The stress orientation of this strike-slip deformation is predominantly NE-SW (ES 2, 4, 5B, 6, 9B, 10, 12, 13B, 15, 18B, 19, 20, 21, 24) or NNE-SSW (ES 7B, 11) compression. In specific locations (ES 16, 22, 25), a strike-slip tectonic regime influenced by NW-SE compressional forces was also identified through analysis.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, 6 Şubat 2023 deprem çiftlerinin ardından TÜBİTAK'ın başlattığı 1002-C Doğal Afetler Odaklı Saha Çalışması Acil Destek Programı ve TÜBİTAK 121Y410 numaralı Deprem özel çağrıları-1001 projesi kapsamında desteklenmiştir.

ORCID

Elif Akgün https://orcid.org/0000-0002-6556-2413 *Mustafa Softa* https://orcid.org/0000-0001-5064-9260 *Serap Çolak Erol* https://orcid.org/0000-0003-1957-3012 *Ercan Aksoy* https://orcid.org/0000-0001-5078-7217 *Serkan Gürgöze* https://orcid.org/0000-0002-3025-2327 *Fikret Koçbulut* https://orcid.org/0000-0003-3578-029X *Hasan Sözbilir* https://orcid.org/0000-0002-3777-4830 *Orhan Tatar* https://orcid.org/0000-0001-9579-1607

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Akgün, E. & İnceöz, M. (2021). Tectonic evolution of the central part of the East Anatolian Fault Zone, Eastern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30(7), 928-947. https://doi.org/10.3906/ yer-2104-15
- Aksoy, E., İnceöz, M. & Koçyiğit, A. (2007). Lake Hazar basin: A negative flower structure on the East Anatolian Fault System (EAFS), SE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 319-338.
- Aksoy, E., Akgün, E., Softa, M., Koçbulut, F., Sözbilir, H., Tatar, O. & Çolak Erol, S. (2023). 6 Şubat 2023 Pazarcık (Kahramanmaraş) depreminin Doğu Anadolu Fay Zonu Erkenek ve Pazarcık Segmentleri Üzerindeki Etkisi: Çelikhan-Gölbaşı (Adıyaman) Arasından Gözlemler. *Türk Deprem Araştırma Dergisi*, 5(1), 85-104. https://doi. org/10.46464/tdad.1280408
- Aktug B., Ozener H., Dogru A., Sabuncu A., Turgut B., Halicioglu K., Yılmaz O. & Havazli E. (2016). Slip rates and seismic potential on the East Anatolian Fault System using an improved GPS velocity field. *Journal of Geodynamics*, 94, 1-12.
- Alkan, H., Büyüksaraç, A. & Bektaş, Ö. (2024). Investigation of earthquake sequence and stress transfer in the Eastern Anatolia Fault Zone by Coulomb stress analysis. *Turkish Journal* of Earth Sciences, 33(1), 56-68. https://doi. org/10.55730/1300-0985.1898
- Allen, C. R. (1969). Active faulting in northern Turkey. Contr. 1577. Div, Geol. Sciences, Calif. Inst. Tech., 32.
- Altınlı, İ. E. (1963). 1:500.000 Türkiye Jeoloji Haritası, Erzurum Paftası açıklaması. MTA Yayınları, Ankara.
- Ambraseys N. N. (1970). Some characteristic features of the Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 9(2-3), 143-165.
- Ambraseys, N. N. (1971). Value of historical records of earthquakes. *Nature*, 232, 375-379.

- Ambraseys, N. N. (1988). The Anatolian earthquake of 17 August 1668. Historical Seismograms and Earthquakes of the World.
- Ambraseys, N. N. (1989). Temporary seismic, quiescence: SE Turkey. *Geophysical Journal.* 96, 311-331.
- Ambraseys, N. N. & Finkel, C. (1998). Seismicity of Turkey and neighbouring regions 1500-1800. *Geophysical Journal of International*, 133, 390-406.
- Ambraseys, N.N. & Jackson, J. A. (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 133, 390.
- Angelier, J. (1990). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103(2), 363-376.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation* (pp.: 53-100). Pergamon Press, Oxford.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F. (1972). Doğu Anadolu Fayı ile ilgili bazı gözlem ve düşünceler. *MTA Bülteni*, 73, 1-9.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F. (1975). Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni (Türkiye Jeoloji Bülteni), 18(1), 91-101. https://www.jmo.org.tr/resimler/ ekler/91c54d666032076_ek.pdf
- Aydın, A. & Seymen, İ. (1972). Bingöl deprem fayı ve bunun Kuzey Anadolu Fay zonu ile ilişkisi, *MTA Bülteni*, 79, 1-8.
- Barbot, S., Luo, H., Wang, T., Hamiel, Y., Piatibratova, O., Javed, M.T., Braitenberg, C. & Gurbuz, G. (2023). Slip distribution of the february 6, 2023
 Mw 7.8 and Mw 7.6, Kahramanmaraş, Turkey earthquake sequence in the East Anatolian Fault Zone. *Seismica*, 2(3). https://doi.org/10.26443/ seismica.v2i3.502
- Barka, A. A. & Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry and its influence on eartquake activity. *Tectonics*, 7(3), 663-684.
- Barka, A. A. & Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from

GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geofisica*, 40, 587-610.

- Bayrak, E., Yılmaz, Ş., Softa, M., Türker, T. & Bayrak, Y. (2015). Earthquake hazard analysis for East Anatolian fault zone, Turkey. *Natural Hazards*, 76, 1063-1077.
- Bayrakdar C, Halis O, Canpolat E, Döker, M. F., Keserci F. (2023). 6 Şubat 2023 Kahramanmaraş-Ekinözü depremi (Mw 7.6) ile ilişkili Çardak Fayı yüzey kırığının tektonik jeomorfolojisi. *Türk Coğrafya Dergisi* 83, 7-22. https://doi.org/10.17211/ tcd.1281680
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14(1-3), 3-30. https://doi.org/10.1080/09853111.2001.11432432
- Çetin, H., Güneyli, H. & Mayer, L. (2003). Paleosismology of the Palu-Lake Hazar segment of the East Anatolian Fault Zone, Turkey, Tectonophysics, 374, 163-197.
- Çolak Erol, S., Akgün E., Softa, M., Aksoy, E., Sözbilir, H., Tatar, O., Koçbulut, F., Gürgöze, S., Yüksel, M. & Topaksu, M. (2024). Doğu Anadolu Fay Zonu-Erkenek Segmenti Üzerinde Gerçekleştirilen Paleosismolojik Çalışmalar: İlksel Bulgular. 76. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı* (s.:123), Ankara, Türkiye.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. & San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting, Tectonophysics, 282, 1-38.
- Delvaux, D. & Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society London*, *Special Publications*, 212(1), 75-100.
- Dercourt, J. E. A., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., ... & Biju-Duval, B. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4), 241-315.
- Dewey, J., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F. & Şengör, A. M. C. (1986). Shorteninig of continental lithosphere: The tectonics of Eastern Anatolia: A young collision zone. *Collision Tectonics*, 19, 3-36.

- Duman, T. & Emre Ö. (2013). The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog Characteristics. *Geological Society of London*, *Special Publications*, 372, 495-529. https://doi. org/10.1144/SP372.14
- Duman, T. Y., Elmacı, H., Özalp, S., Kürçer, A., Kara, M., Özdemir, E, Yavuzoğlu, A. & Güldoğan, Ç. U. (2020). Paleoseismology of the western Sürgü– Misis fault system: East Anatolian Fault, Turkey. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 2(3), 411-437. https://doi.org/10.1007/s42990-020-00041-6
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. & Şaroğlu, F. (2013). Açıklamalı Türkiye Diri Fay Haritası. Ölçek 1:1.250.000. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi-30, Ankara-Türkiye. ISBN: 978-605-5310-56-1
- Gürboğa, S., Kayadibi, Ö., Akilli, H., Arikan, S. & Tan, S. (2024). Preliminary results of the great Kahramanmaras, 6 february 2023 earthquakes (MW 7.7 and 7.6) and 20 february 2023 Antakya earthquake (MW 6.4), Eastern Türkiye. *Turkish Journal of Earth Sciences, 33*(1), 22–39. https:// doi.org/10.55730/1300-0985.1896
- Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, İ. & Şengör, A. M. C. (1984). Palaeotectonic evolution of Tuzgölü basin complex, Central Turkey. In Dixon J. E. & Robertson A. H. F. (Eds.), *The geological evolution of the Eastern Mediterranean* (pp. 81–96), *Geological Society Special Publication no. 17, Geological Society, London.*
- Hempton, M. R. (1987). Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea. *Tectonics*, 6, 687-705.
- Hempton, M. R., Dewey, J. F. & Şaroğlu, F. (1981). The East Anatolian Transform Fault: along strike variations in geometry and behaviour. *EOS Transac*, 62, 393.
- Herece, E. (2008). Doğu Anadolu Fayı (DAF) Atlası. MTA Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi, No: 13, 359 s., Ankara.
- Herece, E. & Akay, E. (1992). Karlıova-Çelikhan arasında Doğu Anadolu Fayı. Proceeding of the 9th Petroleum Congress of Turkey (pp.:361-372). 17–21 February 1992, Ankara, Turkey.
- Hubert-Ferrari, A., El-Ouahabi, M., Garcia-Moreno, D., Avşar, U., Altınok, S., Schmidt, S., Fagel, N.

& Çağatay, M. N. (2017). Earthquake imprints on a lacustrine deltaic system: the Kürk Delta along the East Anatolian Fault (Turkey). *Sedimentology*, *64*(5), 1322-1353. https://doi.org/10.1111/ sed.12355

- Hubert-Ferrari, A., Lamair, L., Hage, S., Schmidt, S., Çağatay, M. N., & Avşar, U. (2020). A 3800 yr paleoseismic record (Lake Hazar sediments, eastern Turkey): Implications for the East Anatolian Fault seismic cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 538, Artcile 116152. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116152
- Karabacak V., Özkaymak Ç., Sözbilir H., Tatar O., Aktuğ B., Özdağ Ö.C., Çakır R., Aksoy E., Koçbulut F., Softa M., Akgün E., Demir A. & Arslan G. (2023). The 2023 Pazarcık (Kahramanmaraş, Türkiye) Earthquake (Mw: 7.7): Implications for surface rupture dynamics along the East Anatolian Fault Zone. *Journal of the Geological Society*, Artcile jgs2023-020. https://doi.org/10.1144/jgs2023-020
- Kaymakçı, N., Inceöz, M., Ertepinar, P. & Koç, A. (2010). Late Cretaceous to recent kinematics of SE Anatolia (Turkey). *Geological Society, London, Special Publications, 340*(1), 409-435.
- Ketin, İ. (1966). Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 66, pp. 23–34.
- Ketin, İ. (1968). Relations between general tectonic features and main earthquake regions of Turkey. *MTA Bulletin, 71*, 63-67.
- Kiratzi, A. A. (1993). A study on the active crustal deformation of the North and East Anatolian Fault Zones. Tectonophysics 289,317-336.
- Koç, A. & Kaymakçı, N. (2013). Kinematics of Sürgü Fault Zone (Malatya, Turkey): A remote sensing study. *Journal of Geodynamics*, 65, 292-307.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S. & Kuloshvili, S. (2001). Neotectonics of East Anatoloian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: İmplication for transition from thrusting to stirike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 14, 177-195.
- Le Pichon, X. & Gaulier, J. M. (1988). The rottion of Arabia and the Levant fault System. *Tectonophysiscs*, 153, 271-294.
- Livermore, R.A. & Smith, A.G. (1983). Relative motion of Africa and Europe in vicinity of Turkey.

The International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara.

- Lovelock, P. E. R. (1984). A review of the tectonics of the northern Middle East region. *Geological Magazine*, *121*(6), 577-587. https://doi. org/10.1017/S0016756800030727
- Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E. & Gündoğdu, N. (1992). The East Anatolian Fault: An Oblique collisional belt. *Tectonophysics*, 204, 1-15.
- McCalpin, J. P. (2009). *Paleoseismology* (3.ed.). Amsterdam: Academic Press.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A.A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R.W., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadaria, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prelepin, M., Reilinger, R.E., Sanlı, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. & Veis, G. (2000). Global positioning system consraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Reseaech Solid Earth, 105*(B3), 5685-5719. https://doi. org/10.1029/1999JB900351
- McKenzie, D. P. (1976). The East Anatolian Fault. A major structure in Eastern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, *29*(1), 189-193. https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90038-8_
- Muehlberger, W. R. & Gordon, M. B. (1987). Observation on the coplexity of The East Anatolian Fault, Turkey. Journal of Structural Geology, 9(7), 899-903. https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90091-5
- Navabpour, P., Angelier, J. & Barrier, E. (2007). Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics*, 432(1–4), 101–131.
- Okay, A. I. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications, 156*(1), 475-515.
- Oral, M. B., Reilinger, R. & Toksöz, R. (1992). Deformation of the Anatolian block as deduced from GPS measurements. *Transactions, American Geophysical Union, EOS, 73*, 120.

- Özener, H., Arpat, E., Ergintav, S., Doğru, A., Çakmak, R., Turgut, B. & Doğan, U. (2010). Kinematics of the eastern part of the North Anatolian Fault Zone. *Journal of Geodynamics*, 49(3-4), 141-150.
- Parlak, O., Yavuzoğlu, A., Bayrak, A. ve Olgun, Ş. (2023). 06 Şubat 2023 Ekinözü (Kahramanmaraş) Depremi (Mw 7, 6) saha gözlemleri ve ön değerlendirmeler. *MTA Yerbilimleri ve Madencilik Dergisi*, 3(3), 81-98.
- Perincek D. & Kozlu H. (1984). Stratigraphy and structural relations of the units in the Afsin-Elbistan-Dogansehir region (Eastern Taurus), *Geology of the Taurus belt. International Symposium*, 181-198.
- Perinçek, D. & Çemen, İ. (1990). The structural relationship between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in Southeastern Turkey. *Tectonophysics*, *172*, 331-340.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. & Karam, G. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 111*(B5), Article B05411.
- Sandıkçıoğlu, M., Uzun, A., Sol, B. & Sabancı, S. (2023). 6 Şubat 2023 Kahramanmaraş depremlerinin Gölbaşı Havzası'nda sebep olduğu yüzey bozulmaları ve yerleşimlerin üzerindeki etkiler, Adıyaman/Türkiye. *Türk Coğrafya Dergisi, 83*, 87-99.
- Seymen, İ. & Aydın, A. (1972). Bingöl deprem fayi ve bunun Kuzey Anadolu fay zonu ile ilişkisi. Bulletin of the Mineral Research and Exploration, 79(79), 1-12.
- Softa, M., Kocbulut, F., Akgün, E., Aksoy, E., Sözbilir, H., Tatar, O., ... & Arslan, G. (2024). Surface rupture during the 6th of February 2023 Mw 7.6 Elbistan-Ekinözü (Kahramanmaraş) earthquake: implications for fault rupture dynamics along the northern branch of East Anatolian Fault Zone.

Turkish Journal of Earth Sciences, 33(1), Article 2. https://doi.org/10.55730/1300-0985.1895

- Şaroğlu, F., Emre, Ö. & Kuşçu, İ. (1992). The East Anatolian fault zones of Turkey. *Annales Tectonicae*, 6, 99-125.
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zone of tectonic escape: Turkey as a case study. In K. T. Biddle & N. Christie-Blick (Eds.), Strike-slip deformation, basin deformation and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 37, 227-264.
- Tan, O., Tapirdamaz, M.C. & Yörük, A. (2008). The earthquake catalogs for Turkey. Turkish *Journal* of *Earth Sciences*, 17, 405-418.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H. & Jackson, J. (1991). Source parameters of large eartquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey). *Geophysical Journal International*, 106(3), 537-550. https:// doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06328.x
- Westaway, R. & Arger, J. (2001). Kinematics of the Malatya- Ovacık Fault Zone. *Geodinamica Acta*, 14, 103-131.
- Westaway, R. (2003). Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean Updated. *Turkish Journal of Earth Sciences*, *12*(1), 5-46.
- Westaway, R. (2004), Kinematic consistency between the Dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey. *Tectonophysics*, 391, 203-237.
- Westaway, R. (2006). Late Cenozoic extension in southwest Bulgaria: a synthesis. In Robertson, A. H. F., Mountrakis, D. (Eds.), *Tectonic Development* of the Eastern Mediterranean Region (pp.: 557-590), Geological Society, London, Special Publications, 260.
- Yılmaz, H. (2002). Sürgü Fayı'nın neotektonik özellikleri. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi*, 19,1, 35-46.
- Yılmaz H., Över S. & Özden S. (2006). Kinematics of The East Anatolian Fault Zone between Türkoğlu (Kahramanmaraş) and Çelikhan (Adıyaman),

Eastern Turkey. *Earth Planets Space*, 58, 1463-1473.

- Yılmaz, Y. (1993). New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of America Bulletin, 105*(2), 251-271.
- Yılmaz, Y. & Gürer, Ö. F. (1996). The geology and Evaluation of Misis-Andırın Belt, Around Andırın (Kahramanmaraş). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5(3), 39-55.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. & Güner, Y. (1987). Initiation of neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, 134, 177-199. https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90256-3
- Yılmaz, Y., Çemen, İ. & Yiğitbaş, E. (2022). Tectonics of Eastern Anatolian Plateau; Final Stages of Collisional Orogeny in Anatolia. In E. J. Catlos & İ. Çemen (Eds.), Compressional Tectonics: Plate Convergence to Mountain Building Chapter 8 (pp.: 223-244). https://doi. org/10.1002/9781119773856.ch8

- Yönlü, Ö., Altunel E. & Karabacak V. (2017). Geological and geomorphological evidence for the southwestern extension of the East Anatolian Fault Zone, Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 469, 1-14.
- Yönlü, Ö. & Karabacak, V. (2024). Surface rupture history and 18 kyr long slip rate along the Pazarcık segment of the East Anatolian Fault. *Journal of the Geological Society 181*(1), Artcile jgs2023-056. https://doi.org/10.1144/jgs2023-056
- Yürür, M. T. & Chorowicz, J. (1998). Recent volcanis, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian Anatolian plates in the eastern Mediterranean. *Journal of Volcanology* and Geothermal Research, 85, 1-15. https://doi. org/10.1016/S0377-0273(98)00046-8





Geology, mineralogy and depositional setting of the Beypazarı Trona (Natural Soda) Deposit (Ankara, Türkiye)

Beypazarı Trona (Doğal Soda) Sahasının Jeolojisi, Mineralojisi ve Depolanma Ortamı, Ankara, Türkiye

Cahit Helvacı* 🝺

Dokuz Eylül University, Faculty of Engineering, Department of Geological Engineering TR-35370 Buca-İzmir/Türkiye

• Geliş/Received: 28.05.2024	 Düzeltilmiş Metin Geliş 	s/Revised Manuscript Received	: 12.07.2024	• Kabul/Accepted: 12.07.2024
	• Çevrimiçi Yayın/Available	online: 21.11.2024	Baskı/Printed: 31.0	5.2025
Arastırma Makalesi/Research	Article Türkive .	leol. Rül. / Geol. Rull. Turkey		

Abstract: The Beypazarı district is a large area of volcano-sedimentary rocks in the interior of central Anatolia, situated ~100 km northwest of Ankara. Trona, lignite, and bituminous shale occur in the lower part, and Na-sulfate and gypsum occur in the upper part of the sedimentary sequence of the Miocene Beypazarı basin. The Neogene Beypazarı Basin extends in an east-west direction from Beypazarı to Nallıhan and consists of a sedimentary sequence of up to 1200 m total thickness. The pre-Neogene basement rock assemblages of the Pontides limits the basin to the north. The Central Sakarya Region consisting of ultrabasic, granitic and metamorphic rocks bounds the basin to the south.

The trona deposit, located 250–300 m below the surface, was discovered incidentally in the summer of 1982 by the General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) while carrying out a drilling project on lignite deposits. An extensive exploratory drilling program was undertaken by MTA during the period 1983–1985 on behalf of Etibank. Proven trona reserves are 210 million metric tons, and total reserves are estimated to be 240 million metric tons. The Beypazari trona deposit is the world's second largest trona deposit after the Green River deposit, Wyoming, USA. In addition, there are ~400 million metric tons of lignite, 340 million metric tons of bituminous shale, and 1 million metric tons of Na-sulfate in the Beypazari Basin.

The trona deposit located north of Zaviye village is associated with shale in the lower part of the Hırka Formation and alternates with bituminous shale and claystones. Based on borehole data, it is estimated that the areal extent of the trona deposit is $\sim 8 \text{ km}^2$. The trona beds were deposited as two lens-like bodies within a 70–100 m thick zone in the lower part of the shale unit. A total of 33 trona beds are known: 16 in the lower trona lens and 17 in the upper lens. The total thickness of the lower trona horizon ranges from 40 to 60 m, and the total thickness of the upper trona horizon is ~ 40 m. The interval between the lower and the upper trona horizons varies from 30 m to 35 m. The central part of the trona deposit is generally thicker than the marginal parts, and the trona beds grade laterally into dolomitic mudstones and claystones toward the edges of the basin. The total thickness of the ore bodies. The common thickness of the individual trona beds in both trona horizons ranges from 0.4 m to 2 m. The isopach contours of both trona horizons are restricted by the Zaviye fault.

The principal sodium-carbonate minerals are trona and minor nahcolite occurring in the marginal parts of the trona deposits, and trace amounts of pirssonite and thermonatrite occur locally. Trona and dolomite are associated throughout the trona zone. Calcite, zeolites, feldspars, and clays are the most common minerals within the rocks associated with the trona deposit. Trona crystals, generally white and occasionally grayish due to the presence of impurities, formed as massive crystals and as disseminated crystals in the claystone and shales. The products of zeolitization, and chloritization are rather widespread within the rock units associated with trona.

The Beypazarı Basin was affected by an extensional tectonic regime during the Middle-Late Miocene period. This extensional regime converted to a unidirectional compressional regime during the Late Miocene–Early Pliocene period. The sediments associated with the trona, lignite, and bituminous-shale deposits formed in fluvial, lacustrine, and playa-lake (perennial and ephemeral) environments. The Beypazarı Basin is mainly filled by clastic materials and the penecontemporaneous products of adjacent volcanic activity, centered northeast of the basin. The most likely sources of Na for the formation of trona and other sodium-carbonate salts were thermal springs, tuffs interbedded with the sediments, and extensive Neogene volcanic rocks interfingering with sedimentary rocks in the northeastern part of the basin.

Keywords: Associated rock units, Beypazarı deposit, Tectonics, Trona, Turkey.

Öz: Beypazarı Neojen Havzası, Beypazarı'ndan Nallıhan'a kadar doğu-batı doğrultusunda uzanan ve toplam kalınlığı 1200 m'ye varan bir tortul istiften oluşmaktadır. Pontidlerin Neojen öncesi temel kaya toplulukları havzayı kuzeye doğru sınırlamaktadır. Ultrabazik, granitik ve metamorfiklerden oluşan orta Sakarya Masifi havzayı güneyde sınırlar. Beypazarı ilçesi, Orta Anadolu'nun iç kesimlerinde, Ankara'nın ~100 km kuzeybatısında yer alan geniş bir volkano-sedimanter kaya topluluğunu kapsar. Beypazarı Miyosen havzasının sedimanter istifinin alt kısmında trona, linyit ve bitümlü şeyl; üst kısmında ise Na-sülfat ve jips bulunur.

Beypazarı-Çayırhan bölgesinde, yaşları Orta ve Geç Miyosen arasında değişen, ~1200 m kalınlığında bir sedimanter istif yüzeylemektedir. Miyosen istifi, açısal bir uyumsuzluk boyunca temel kayalar üzerine oturur; temel kayalar Paleozoyik ile Eosen arasında değişen metamorfik, ofiyolitik, karbonat ve kırıntılı kayalardan oluşur. Beypazarı Neojen havzası esas olarak flüvyal, gölsel ve volkano-sedimanter kayalar ile kaplıdır. Miyosen istifi, Teke volkanikleri haricinde yedi sedimanter formasyona ayrılmıştır. Bu tortul kaya birimleri sırasıyla Çoraklar, Hırka, Akpınar, Çayırhan, Bozbelen ve Kirmir formasyonları ile Sarıyar Kireçtaşı'dır. Tersiyer volkanik kayaları havzanın kuzeydoğu kesiminde Beypazarı ve Kızılcahamam bölgeleri arasında dağılım göstermektedir. Neojen öncesi tortul kayalar Neojen havzasını batıdan sınırlar ve yaşları Paleosen'den Eosen'e kadar değişir.

Zaviye köyünün kuzeyinde yer alan trona yatağı, Hırka Formasyonu'nun alt kısmındaki şeyllerle ilişkilidir ve bitümlü şeyl ile kiltaşlarıyla ardalanmalıdır. Sondaj verilerine dayanarak, trona yatağının alansal genişliğinin ~8 km² olduğu tahmin edilmektedir. Trona yatakları, şeyl biriminin alt kısmında 70-100 m kalınlığında bir zon içinde, iki merceksel gövde olarak çökelmiştir. Alt trona merceğinde 16 ve üst mercekte 17 olmak üzere toplam 33 trona yatağu bilinmektedir. Alt trona horizonunun toplam kalınlığı 40 ila 60 m arasında değişmektedir ve üst trona horizonunun toplam kalınlığı ~40 m'dir. Alt ve üst trona horizonları arasındaki zon 30 m ile 35 m arasında değişmektedir. Trona yatağının orta kısmı genellikle kenar kesimlerine göre daha kalındır ve trona yatakları havzanın kenarlarına doğru yanal olarak dolomitik çamurtaşları ve kiltaşlarına merceksel olarak kamalanır. Her iki mercekte de trona yataklarının toplam kalınlığı orta kısımlarda 21 ila 34 m, cevher kütlelerinin kenar kesimlerinde ise 2,5 ila 12 m arasında değişmektedir. Her iki trona horizonundaki tekil trona yataklarının kalınlığı yaygın olarak 0,4 m ile 2 m arasında değişmektedir. Her iki trona horizonunun izopak konturları Zaviye fayı tarafından sınırlandırılmıştır.

Ana sodyum-karbonat mineralleri tronadır, daha az oranda trona yataklarının kenar kesimlerinde oluşan nahkolit ve yersel olarak oluşan eser miktardaki pirsonit ve termonatrittir. Trona ve dolomit, trona zonu boyunca birbiriyle ilişkilidir. Kalsit, zeolitler, feldispatlar ve killer; trona yatağının ilişkili kayaları içinde en yaygın minerallerdir. Genellikle beyaz ve bazen de safsızlıkların varlığından dolayı grimsi olan trona kristalleri, kiltaşı ve şeyllerde masif ve dissemine kristaller olarak oluşmuştur. Zeolitleşme, dolomitleşme ve kloritleşme ürünleri trona ile ilişkili kaya birimlerinde oldukça yaygındır.

Beypazarı havzası, Orta-Geç Miyosen döneminde genişlemeli bir tektonik rejimin etkisi altında kalmıştır. Bu genişleme rejimi, Geç Miyosen-Erken Pliyosen döneminde tek yönlü bir sıkışma rejimine dönüşmüştür. Trona, linyit ve bitümlü-şeyl çökelleri ile ilişkili tortullar flüvyal, gölsel ve playa-gölü (kalıcı ve geçici) ortamlarda oluşmuştur. Beypazarı havzası esas olarak kırıntılı malzemeler ve havzanın kuzeydoğusunda yoğunlaşan, bitişik volkanik faaliyetin yarı eşzamanlı ürünleri tarafından doldurulmuştur. Trona ve diğer sodyum-karbonat tuzlarının oluşumu için en olası Na kaynakları termal su kaynakları, tortullarla arakatmanlı tüfler ve havzanın kuzeydoğu kesimindeki tortul kaya arakatkılı geniş yayılımlı Neojen volkanik kayalardır.

Anahtar Kelimeler: Beypazarı yatağı, İlişkili kaya birimleri, Tektonik, Trona, Türkiye.

INTRODUCTION

The Neogene Beypazari Basin is limited to the north by the Western Pontide mountain belt. This part of the Pontides consists of metamorphic, volcanic, and sedimentary rocks, which are Paleozoic to Tertiary in age (Ketin, 1966; Saner, 1979). The Middle Sakarya Massif consists mainly of metamorphic, acid-plutonic, and ultrabasic rocks, and occurs at the southern margin of the Beypazari Basin (Saner, 1979). Tertiary volcanic rocks are distributed in both the northeastern part of the basin and between the Beypazari and Kızılcahamam areas (Figure 1). Pre-Neogene sedimentary rocks ranging from Paleocene to Eocene in age limit the Neogene basin to the west. The Neogene Beypazari Basin is one of the most economically important basins in Turkey, containing lignite, bituminous shale, and trona deposits. The Beypazari trona deposit, located 250–300 m below the surface, was discovered incidentally in the summer of 1982 by the General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) during a drilling project on lignite deposits. Proven trona reserves are 210 million tons, and total reserves are estimated to be 240 million tons (Helvaci et al., 1989; Helvaci, 1998; Orti et al., 2002; Helvaci et al., 2014).



Figure 1. Geological and structural map of the Beypazarı Basin (after Helvacı, 2010). *Sekil 1. Beypazarı havzasının jeolojik ve yapısal haritası (Helvacı, 2010'dan).*

The Beypazarı trona deposit is the second largest trona deposit in the world after the Green River deposit in Wyoming, USA. In addition, the Beypazari Basin contains ~400 million metric tons of lignite, 340 million metric tons of bituminous shale, and 1 million metric tons of sodium sulfate.

The aim is to describe the geology, stratigraphy, tectonic setting, mineralogy and basin formation conditions of the Beypazari trona deposit.

MATERIAL and METHOD

All samples used in this study were collected from drill cores and a series of sample traverses for mineralogical and petrological studies. Core samples were collected from eight exploratory boreholes drilled by Eti Mine Works General Management of Turkey with support of the Scientific and Technological Research Council of Turkey (TÜBİTAK) and MTA in Beypazarı village. Additional hand samples from the upper trona unit were collected in mining galleries. Core samples were cut in half with a diamond wire saw and then polished for mineral identification under an environmental scanning electron microscope (ESEM) coupled with backscattered electron (BSED) and X-ray energy dispersive (EDS) detectors in order to confirm the mineralogy of minerals with the same chemical components. Selected samples were powdered or microdrilled and then analyzed by X-ray diffraction. Thin sections were prepared for optical observation with a polarizing microscope.

GEOLOGICAL SETTING

The rock units of the study area are divided into two main groups: pre-Neogene basement rocks and Neogene rock units (Figures 2 and 3). The Neogene sedimentary units generally consist of clastic, clayey, calcareous, bituminous, evaporitic, and silicified sediments. The Neogene Beypazarı Basin is mainly filled by fluvial, lacustrine, and volcanosedimentary rocks. Tertiary volcanic rocks are distributed in the northeastern part of the basin between the Beypazarı and Kızılcahamam areas (Öngür, 1977) (Figure 1). The Teke Volcanics are widespread in the area northeast of Beypazari and Kızılcahamam. The Miocene Beypazari sequence exposed in the volcanics consists of alternating pyroclastic breccia in the eastern part of the basin and interfingers with tuff, andesitic and basaltic lavas, and agglomerate.

The pre-Neogene sedimentary rocks limit the Neogene basin from the west and vary from Paleocene to Eocene in age. The pre-Neogene basement rocks are Paleozoic to Eocene in age and comprise metamorphic, plutonic, volcanic and sedimentary rocks. The Neogene sedimentary units generally consist of clastic, clayey, calcareous, bituminous, evaporitic, and siliceous sediments. The Neogene sedimentary sequence is divided into seven formations (Figures 1 and 2); in ascending order, they are: Çoraklar, Hırka, Akpınar, Çayırhan, Bozbelen, and Kirmir Formations, plus the Sarıyar limestone and the Teke volcanics (İnci et al., 1988; Helvacı and İnci, 1989).

STRUCTURE of BEYPAZARI BASIN

The Miocene Beypazarı Basin has approximately E-W trend and is bounded by growth faults to the north and south. The growth faults in the northern part of the basin have high displacements as a result of stepwise structural features that occur mainly at the contact between Miocene sediments and the basement rocks. The growth faults at the south-eastern margin of the basin have small displacements and only developed as an asymmetric depression in the first phase, based on analysis of tectonic features. The fluvial and lacustrine sediments were deposited in an asymmetric depression during Miocene time and were controlled by growth faults at the northern margin (Figures 1 and 3).



Figure 2. Generalized stratigraphic column for the Beypazarı Basin (after Helvacı, 2010). *Şekil 2. Beypazarı trona havzasının genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Helvacı, 2010'dan).*

The synclinal and anticlinal structures in the trona deposit (Figures 3 and 4) developed as a result of compression associated with the movement of the North Anatolian Fault during the late Miocene and early Pliocene. On the structural contour map of the upper trona zone, a NW-SE trending monoclinal fold with high-angle flank dipping to the south can be observed near Çakıloba (Figures 3 and 4). The lower and upper trona zones were affected by the asymmetric fold. The high-angle flanks of these folds generally dip to the south. In addition, this type of fold system suggests that compressional forces operated from north to south during and/or after trona deposition.



Figure 3. Tectonosedimentary evolution of the Miocene Beypazarı Basin: (a) Miocene extension phase. (b) Post-Miocene compressive phase. Big dots: lower alluvial facies, small dots: upper alluvial facies, dashed lines: lithofacies of the Hırka Formation, U: upper lignite, T: trona, diagonal stripes: carbonate rock, white color: green claystone lithofacies, dark line: evaporite lithofacies (sulfates). AFZ: Ayaş fault zone, CF: Çömlektepe fault, DF: Davutoğlan fault, KF: Kaplan fault, SF: Sekli fault, (after Helvacı, 2010).

Şekil 3. Beypazarı Miyosen havzasının tektono-sedimanter evrimi: (a) Miyosen genişleme evresi. (b) Miyosen sonrası sıkışma fazı. Büyük noktalar: alt alüvyon fasiyesi, küçük noktalar: üst alüvyon fasiyesi, kesikli çizgiler: Hırka Formasyonu litofasiyesi, U: üst linyit, T: trona, diyagonal şeritler: karbonat kayası, beyaz ton: yeşil kiltaşı litofasiyesi, koyu çizgi: evaporit litofasiyesi (sülfatlar), AFZ: Ayaş fay zonu, CF: Çömlektepe fayı DF: Davutoğlan fayı, KF: Kaplan fayı, SF: Sekli fayı. (Helvacı, 2010'dan).



Figure 4. Stratigraphic section showing the distribution of major facies and associated rock unit assemblages in the Beypazarı Basin (after Helvacı 2010). **Şekil 4.** Beypazarı trona havzasındaki ana fasiyeslerin ve ilişkili kaya birimi topluluklarının dağılımını gösteren stratigrafik kesi (Helvacı, 2010'dan).

The Beypazarı Basin was affected by an extensional tectonic regime during the Middle-Late Miocene. In connection with this tectonic regime, NE-SW-trending normal faults developed, and sedimentation in the basin was controlled by faults throughout the Miocene Epoch. The stratigraphic and sedimentological characteristics of the sequence and the placement of the faults indicate a half graben type of depressional basin. This extensional regime became a unidirectional compressional regime during the Late Miocene–Early Pliocene. Under the influence of this new tectonic regime, the Miocene rock units were folded, and rocks on the northern margin of the basin were thrust over basement rocks (Figure 3).

In the region, gravity tectonics characterized by growth faults began in the Early Miocene. This was replaced by a compressional regime, probably during the Early Pliocene. During this new tectonic phase, reverse faults, imbricate structures, thrust faults with different throws and overturned folds formed in the pre-Neogene rock units of the Pontides due to NW-SE directed compressional forces. E-W trending reverse faults, asymmetric folds (dipping to the south), monoclinal folds and conjugate faults striking mainly NW and NE were generated within Neogene units by NW-SE directed compressional tectonic forces.

The NW-SE compressional regime occurring in the region is probably the result of movement on the North Anatolian Fault. During the neotectonic phase, a single directional compressional regime occurred due to the forces acting from NW to SE against the passive Middle Sakarya block. The Eskişehir Fault probably limits the Middle Sakarya Massif to the south (Figure 5). Thus, growth faults that bounded the Neogene basin to the north were reactivated during the neotectonic phase and transformed into north-dipping reverse faults throughout the region. In contrast, growth faults bounding the basin to the south were not strongly affected by the neotectonic phase (after Yağmurlu et al., 1988) (Figure 5).

The rock units in the study area were a-ected by tensional and compressional tectonic forces.

All facies in the northern part of the basin were folded and faulted by compressional tectonic forces in the Late Miocene during movement along the North Anatolian Fault (Figures 1, 3 and 5). In summary, the Beypazari Basin is the result of unidirectional compressive stress acting from northwest to southeast (Yağmurlu et al., 1988).

FACIES ANALYSIS of the BEYPAZARI MIOCENE SEQUENCE

The depositional characteristics of the sedimentary rock units are shown in Figures 2 and 3. Three main facies, including di-erent lithofacies, were defined in the Beypazarı Basin. These facies are: (1) lower alluvial facies, (2) upper alluvial facies, and (3) lacustrine facies. Outlines of the facies relationships and distributions of the lithofacies components of the three major facies assemblages are shown in Figure 4 (Helvacı and İnci, 1989).

TRONA DEPOSIT

Structure of the Deposit

The trona deposit is associated with the Hırka Formation and alternates with bituminous shale, dolomitic claystone, and intraformational conglomerate. Logs and a correlation scheme for the studied boreholes are shown in Figures 6 and 7. The Hırka Formation is vertically and laterally gradational with the underlying Çoraklar Formation. The total thickness of the Hırka Formation increases towards the east and exceeds 300 m where the trona deposit occurs. The formation interfingers with the Teke Volcanics along the İnözü river. Dolomitic limestones are usually thin (1 to 3 m) and grey to the west of Beypazari (Figures 7, 8, and 9).

According to drill hole data, 33 trona horizons ranging in thickness from 40 cm to 5 m were deposited within a 70-100 m thick zone of the Hırka Formation (Figures 6 and 7). Based on borehole data, it is estimated that the areal extent of the upper trona horizon is \sim 8 km², while the areal extent of the lower trona horizon to the north of Zaviye village is \sim 5.5 km² (Figure 7).



Figure 5. Geometric relations between the tectonic features in the study and the North Anatolian Fault. The structural trends expected in an east-west system are shown in the lower left corner. F: conjugate and normal faults (after Yağmurlu et al., 1988).

Şekil 5. Çalışmanın tektonik özellikleri ile Kuzey Anadolu Fayı arasındaki geometrik ilişkiler. Doğu-batı anahtar sisteminde beklenen yapısal eğilimler sol alt köşede gösterilmiştir. F: eşlenik ve normal faylar (Yağmurlu vd. 1988'den).

The trona deposit is located in the lower part of the Hirka Formation and alternates with bituminous shale and claystones (Figures 6 and 7). The trona deposit covers approximately 8 km² according to MTA drill data. The trona beds were deposited within a 70- to 100-meter-thick zone as lenticular bodies and grade laterally into, and interfinger with, mudstones, claystones, and bituminous shales at the margins of the trona deposit.

The trona was deposited as two lens-like bodies within a 70–100-m-thick zone in the lower part of the Hırka Formation (Figures 1 and 2). The central part of the trona deposit is generally thicker than the peripheral parts. The lower trona horizon occurs between the villages of Zaviye and Çakıloba and has an elongated lens shape with NE-SW orientation. It is bounded to the south by the Zaviye Fault (Figure 1). In many places, the thickness of the lower trona horizon varies over short distances, as noted in the drill holes. Eight of the 16 trona beds are significant for their thickness and areal extent (Figure 7). Changes in the lateral thickness of the lower trona horizon are likely related to the paleolake topography and geochemical conditions of the depositional environment. In many places, this lower trona zone contains brownish claystones overlying the trona and bituminous shale.



Figure 6. a) Interbedding of trona and bituminous shale beds in the main shaft of the trona mines. b), c) and d) Interbedding of trona and bituminous shale beds in drill core e) and f) Massive trona samples in drill core (after Helvaci 2010).

Şekil 6. a) Trona madenlerinin ana şaftında trona ve bitümlü şeyl tabakalarının arakatmanlanması. b), c) ve d) Sondajlardan alınan trona ve bitümlü şeyl tabakalarının arakatmanlanması, e) ve f) Sondajlardan alınan masif trona örnekleri (Helvacı, 2010'dan).

The upper trona zone has nine significant trona horizons, and three of these horizons formed when the basin was at its largest areal extent; they are also the thickest and most uniform of the horizons. The average thickness of the upper trona horizon is 12 m (Figure 7). The upper trona horizon was deposited under more stable environmental conditions than the lower trona horizon. Approximately NE-SW-trending synclines and anticlines are present north of the Zaviye Fault (Figure 1).

The Zaviye Fault, which appears to have acted as a growth fault during the deposition of the trona and associated rocks, formed as a result of the extensional tectonic regime that affected this area during the Early and Middle Miocene (Figure 1). The synclinal and anticlinal structures occurring in the trona deposit developed under the influence of compression resulting from movement along the North Anatolian Fault during the Late Miocene-Early Pliocene. The lower and upper trona horizons were affected by asymmetrical folding. In addition, these types of folds suggest that the compressional forces operated from north to south during and/or after trona deposition (Figures 1 and 5).

Mineralogy

The main mineral in the saline beds is trona. Minor amounts of nahcolite are found at the margins of the deposit and trace amounts of pirssonite and thermonatrite occur randomly within the deposit (Table 1). Neither shortite nor halite appear to be present. The trona crystals are generally white, massive, and have clear crystalline columnar texture, but sometimes they appear greyish due to the presence of impurities. Trona occurs both as massive forms and as separate crystals in claystones and shales (Figure 8). Scattered euhedral trona crystals and crystal aggregates are present in the associated rocks (Figure 8). Dolomite is estimated to be the second major mineral in the trona core samples. In the transition zone between the Coraklar Formation and the Hırka Formation, epsomite, hexahydrite, and starkeyite are common. Sulfates are abundant in the uppermost rock unit of the Miocene sequence; predominantly gypsum and less frequently bloedite and rarely thenardite and glauberite form thick sulfate deposits (Table 1).



Figure 7. Lithological log correlation of boreholes based on distribution of Na-carbonate minerals in the center of the Beypazarı Basin (after Helvacı 2010).

Şekil 7. Beypazarı havzasının orta kesimindeki sondajların Na-karbonat dağılımına dayalı litolojik kuyu logu korelasyonları (Helvacı, 2010'dan).



Figure 8. Trona lithofacies. **a)** grass-like trona lithofacies (Upper Trona Unit, hand sample U3A, Beypazarı trona mine), **b)** massive trona lithofacies (Upper Trona Unit, core sample EL-2-24 at 256.9 m in depth), **c)** radiating-prismatic texture of the interstitial trona lithofacies (Upper Trona Unit, hand sample U6, Beypazarı trona mine), **d)** unoriented texture of the interstitial trona lithofacies. White arrow indicates a layer of authigenic K-feldspar (Upper Trona Unit, hand sample D11B, Beypazarı trona mine). (García-Veigas et al., 2013).

Sekil 8. Trona litofasiyesleri. **a)** ot benzeri trona litofasiyesi (Üst Trona Birimi, el örneği U3A, Beypazarı trona madeni), **b)** masif trona litofasiyesi (Üst Trona Birimi, karot örneği EL-2-24, 256. 9 m derinlikte), **c)** ara katman trona litofasiyeslerinin ışınsal-prizmatik dokusu (Üst Trona Birimi, el örneği U6, Beypazarı trona madeni), **d)** ara katman trona litofasiyeslerinin yönlenmemiş dokusu. Beyaz ok, otojenik K-feldspat tabakasını göstermektedir (Üst Trona Birimi, el örneği D11B, Beypazarı trona madeni) (García-Veigas vd., 2013).

Minerals from the Beypazarı trona deposit were identified by direct recording of X-ray diffraction analysis using standard-powder and oriented sample techniques.

The predominant saline mineral in the saline beds is trona, with minor amounts of nahcolite occurring in the marginal and upper parts of the trona deposit (Figure 6). Traces of pirssonite and thermonatrite occur locally within the deposit (Table 1). Carbonates and other minerals in the Beypazarı trona deposit within the Hırka Formation are shown in Table 1.

The major sodium carbonate minerals are trona and minor nahcolite occurring in the peripheral parts of the trona deposits, and trace amounts of pirssonite and thermonatrite occur locally. Calcite, zeolites, feldspars, and clays are the most common minerals within the rocks associated with the trona deposits. Trona crystals, generally white and occasionally greyish due to the presence of impurities, occur as massive and disseminated crystals in clays and shales. The products of zeolitization, dolomitization, and chloritization are quite widespread within the rock units associated with the trona deposit, and the processes that formed them probably occurred shortly after deposition or during diagenesis.

Trona and dolomite are associated throughout the trona zone. Grass-like trona consists of vertically oriented crystals arranged in fan aggregates (Figure 8A). Upward- and downward -fans are rare, although upward fans are more common and longer. Massive trona consists of submillimetric, unoriented crystals with scarce matrix (Figure 8B). Radiating-prismatic trona consists of millimeter to centimeter-sized aggregates of bladed crystals organized in nodules grown in unconsolidated mud (Figure 8C). Unoriented crystalline trona consists of millimeter- to centimeter-sized crystals scattered in mud and arranged in clusters (Figure 8D).

Chemistry

The Beypazarı trona deposit contains abundant trona and dolomite, minor amounts of nahcolite, and trace amounts of S, Cl, Sr, As, and B. Variations in the chemistry of trona and nahcolite from Beypazarı are interpreted to reflect different phases of concentration that occurred in perennial saline lakes. The Beypazarı deposit contains high-grade trona and nahcolite ores; their chemical compositions are given in Tables 2 and 3. The Na₂O content of trona ranges from 37.2 to 41.78%, while nahcolite varies from 29.73 to 35.76% (Tables 2 and 3).

Table 1. Carbonates and other minerals occurring in the Beypazari trona deposit in the Hirka Formation (after Helvaci 2010). (Note: The predominant minerals are in boldface).

Çizelge 1. Beypazarı Trona Yatağı'nın Hırka Formasyonunda bulunan karbonatlar ve diğer mineraller (Helvacı, 2010'dan). (Not: Baskın mineraller kalın harflerle yazılmıştır).

SULFIDES		SILICATES	
Pyrite	FeS ₂	Clay minerals	
<u>OXIDES</u> Quartz	SiO ₂	- Smectite (Saponite) - Illite - Chlorite	
α - Quartz	SiO_2	- Montmorillonite	
Opal-C.T.		Wondhormonite	
Hematite	Fe ₂ O ₃	Loughlinite	Na ₂ Mg ₃ Si ₆ O ₁₆ ,8H ₂ O
CARBONATES		Searlesite	NaBSi ₂ O ₆ .H ₂ O
Nahcolite	NaHCO ₃	Hornblende	NaKCaMgFeAl, SiAlO(OH)
Trona	Na ₂ CO ₃ .NaHCO ₃	Tourmaline	$NaMg_3Al_6B_3Si_6O_{27}(OH)_4$
Termonatrite	Na ₂ CO ₃ .2H ₂ O	Epidote	Ca ₂ (Al,Fe) ₃ Si ₃ O ₁₂ (OH)
Pirssonite	Na ₂ CO ₃ .CaCO ₃ .2H ₂ O	Biotite	K(Fe,Mg) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂
Brugnatelite	Mg ₆ FeCO ₃ (OH) ₁₃ .4H ₂ O	Muscovite	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂
Calcite	CaCO ₃	Lepidolite	K(Li,Al) ₃ (Al,Si) ₄ O ₁₀ (OH,F) ₂
Dolomite	CaCO ₃ .MgCO ₃	Phlogopite	KMg ₃ (Si ₃ AlO ₁₀)F ₂
Magnesite	MgCO ₃	Orthoclase	KAlSi ₃ O ₈
Natron	Na ₂ CO ₃ .10H ₂ O	Microcline	KAlSi ₃ O8
Gaylusite	Na ₂ CO ₃ .CaCO ₃ .5H ₂ O	High-sanidine	KAlSi3O ₈
SUI FATES		Albite	NaAlSi ₃ O ₈
Gynsum	CaSO, 2H.O	Analcime	NaAl(SiO ₃)2H ₂ O
Hevahidrite	MaSO: 6H-O	Natrolite	$Na_2Al_2Si_3O_{10}.2H_2O$
Ensomite	MgSO ₄ .011 ₂ O	Heaulandite	CaAl ₂ Si ₇ O ₁₈ . 6H ₂ O
Bloedite	$MgSO_4.7H_2O$ $MgSO_2 N_2 SO_2 H O$	Clinoptiolite	NaCaKMgAlOSi.7H ₂ O
Bioculic	Nig504. Na2504.41120	Sanidine	KAlSi ₃ O ₈
PHOSPHATES		Chabazite	$CaAl_2Si_4O_{12}$
Apatite	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl)	Mordenite	(Ca, Na ₂ , K ₂) Al ₂ Si ₁₀ O ₂₄ . 5H ₂ O
Collaphone	Ca ₅ (PO ₄) ₃ CO ₃ . H ₂ O	Ferrierite	(Na, K) ₂ Mg (Si, Al) ₁₈ O ₂₄ . 7H ₂ O
		Heulandite	$CaAl_2Si_7O_{18}.6H_2O$

Table 2. Chemical analyses (in wt%) of 16 trona samples collected from drill holes in the Beypazarı trona deposit (after Helvacı 2010).

Çizelge 2. Beypazarı Trona Yatağı sondajlarından elde edilen 16 Trona numunesinin kimyasal analizleri (ağırlık yüzdesi olarak) (Helvacı, 2010'dan).

TRONA SAMPLES

OXIDE (%)	SJ6-13	SJ6-16	SJ6-18	SJ6-23	SJ6-26	SJ6-28	SJ6-35	SJ6-40	SJ17A-6	SJ17A-8	SJ17A-9	SJ31-5	SJ31-16	SJ32-8	SJ9-14	SJ9-17
SiO,	0.11	0.43	0.66	0.26	0.53	1.65	1.92	1.04	2.43	1.64	0.7	1.25	1.49	0.39	0.79	1.3
Al,O,	0.09	0	0.06	0	0.02	0.4	1.13	0.06	0.28	0.09	0.09	0.06	0.73	0.04	0.13	0.17
*Fe,O,t	0.01	0	0.02	0.04	0.2	0.23	0.07	0.23	0.28	0.09	0.04	0.01	0.12	0.02	0.02	0.08
MgO	0.35	0.46	0.54	0.57	0.41	2.08	1.15	1.08	1.7	1	0.73	0.37	1.29	0.32	0.76	0.9
CaO	0	0.15	0.04	0.11	0.08	1.21	0.29	0.6	0.7	0.36	0.36	0.01	0.17	0	0.24	0.38
Na ² O	40.51	41.78	40.08	40.24	39.74	37.21	39.51	39.54	38.37	39.32	39.03	39.83	39.15	40.03	39.57	39.64
K,O	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.12	0.06	0.06	0.17	0.06	0.02	0.03	0.43	0.01	0.04	0.06
SÔ,	0.42	0.15	0.61	0.3	0.24	0.57	0.57	0.32	0.08	0.13	0.35	0.52	0.52	0.79	0.12	0.21
CO,	28.39	29.67	28.46	29.28	28.22	29.63	28.05	28.07	27.25	27.92	29.01	28.28	29.26	28.25	28.98	29.01
H ₂ O	29.62	27.5	29.11	29.04	29.37	26.87	28.34	28.54	28.04	28.78	28.8	29.06	27.51	29.3	28.88	28.48
Total	99.51	100.51	99.6	99.87	98.85	100.07	99.54	99.54	99.3	99.39	99.13	99.42	100.67	99.15	99.53	100.23

Table 3. Chemical analyses (in wt%) of three nahcolite samples collected from drill holes in the Beypazari trona deposit (after Helvacı, 2010).

Çizelge 3. Beypazarı Trona Yatağı sondajlarından elde edilen 16 Nahkolit numunesinin kimyasal analizleri (ağırlık yüzdesi olarak), (Helvacı, 2010'dan).

OXIDE (%)	S22-14	S35-13	S35-15
SiO ₂	3.91	5.53	2.08
Al ₂ O ₃	0.77	0.61	0.03
*Fe ₂ O ₃ ^t	0.32	0.32	0.12
MgO	2.85	2.48	1.18
CaO	1.55	3.96	0.2
Na ₂ O	33.18	29.73	35.76
K ₂ O	0.16	0.33	0.08
SO,	0.3	0.08	0.19
CO ₂	24.01	27	25.53
H,O	32.23	29.83	35.07
Total	99.28	99.87	100.24

NAHCOLITE SAMPLES

Sodium-carbonate minerals chemically precipitated from brines, which may have been derived partly from thermal springs and partly from surface streams and groundwater, and from the major element compositions of the nearby volcanics and granites. All the rocks are enriched in sodium relative to average values for these rock types. Surface streams and groundwater may have carried dissolved Na, Mg, HCO₃, and CO₂, into the basin from weathering of rocks exposed in the catchment area, but the main source of dissolved ions in the perennial saline lake is thought to be from leaching of the Neogene volcanics by thermal springs associated with volcanic activity in the area, and by surface streams and groundwaters.

DEPOSITIONAL ENVIRONMENT of THE HIRKA FORMATION and the TRONA DEPOSIT

The Miocene Beypazarı sequence consists of coarse- to fine-grained sedimentary rocks with trona, lignite and bituminous shale deposits, carbonates and volcanic rocks. Based on the lithological characteristics of these rock units, it is concluded that the rocks were deposited within fluvial, lacustrine, and playa lake environments. Laterally, the lacustrine and playa-lake environment sediments intertongue with fluvial sediments, and the Beypazarı Basin represents a restricted, evaporite-rich depositional cycle (Figure 9).

The lithofacies of the Hırka Formation are interpreted to have been deposited in a playalake type environment similar to that described by Eugster and Surdam (1973). The dolomitic claystone was deposited on the lake-margin playa and/or mud flat. The absence of gypsum and abundance of framboidal pyrite in the Beypazarı area may be explained by bacterial sulfate reduction. Thick layers of trona were deposited in a small, periodically drying, closed lake in the eastern part of this playa plain. This lake was supplied by alkaline-rich surface streams and groundwater originating from the adjacent rocks and playa flat. The bituminous shale lithofacies was deposited in a shallow, brackish-water lake environment which expanded by seasonal flooding. Characteristics of the intraformational conglomerate lithofacies indicate intrabasinal erosion, re-deposition, and sediment selection toward the depositional center of the trona deposit (Figure 9).

CONCLUSIONS

The Miocene sequence in the Beypazarı Basin is composed of coarse- to fine-grained sedimentary rocks with trona, lignite and bituminous shale, carbonates, and volcanic rocks. The rocks were deposited within fluvial, lacustrine, and playa-lake environments. Laterally, the lacustrine and playalake deposits interfinger with fluvial deposits. The Beypazarı Basin represents a restricted, evaporite-rich depositional cycle (Figure 9). The main sodium carbonate mineral is trona with minor amounts of nahcolite and trace amounts of pirssonite and thermonatrite. Trona and dolomite are associated throughout the deposit.



Figure 9. Block diagram of the depositional environment in the Beypazarı Basin (after Helvacı, 2010). *Şekil 9.* Beypazarı trona havzasının çökelim ortamına ait blok diyagram (Helvacı, 2010'dan).

The dolomitic claystone, bituminous shale, trona, and intraformational conglomerate lithofacies of the Hırka Formation were deposited in a playa lake controlled by an extensional tectonic regime. The dolomitic claystone lithofacies were deposited in a lake-margin playa flat. The trona accumulated in an evaporitic lake depocenter east of the playa flat and the lake was supplied by alkaline-rich surface and groundwater originating from the adjacent playa flat and volcanic and granitic terranes. When the lake water was freshened by seasonal floods, the lake expanded and bituminous shale was deposited in a wider area. The intraformational conglomerate and associated rocks are the result of syn-sedimentary tectonism, intrabasinal erosion, re-deposition, and sediment selection towards the basin center.

The most probable source of sodium for the formation of the trona deposit is the weathering of rocks in the source area (granites and Paleocene and Cretaceous volcanics); leaching of tuffs interbedded with the sediments; and the extensive Teke Volcanics (from coeval volcanic activity) interfingered with the sediments in the northeastern part of the Beypazari Basin (Figure 1). The Teke Volcanics were probably the major source of sodium for trona and other sodium carbonate salts. The sodium entered the playalake system via surface water, groundwater and thermal springs.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Beypazarı havzasındaki Miyosen istifi; trona, linyit ve bitümlü şeyl, karbonatlar ve volkanik kayalar içeren kaba ve ince taneli tortul kayalardan oluşur. Bu kayalar flüvyal, gölsel ve playa-göl ortamlarında çökelmiştir. Yanal olarak, gölsel ve playa-göl çökelleri flüvyal çökellerle arakatmanlıdır. Beypazarı havzası sınırlı, evaporit bakımından zengin bir çökelim döngüsünü temsil etmektedir (Şekil 9). Başlıca sodyum karbonat minerali trona olup, az miktarda nahkolit ve eser miktarda pirsonit ve termonatrit bulunur. Trona ve dolomit, yataklanma boyunca birbirleriyle ilişkili olarak bulunur.

Hırka Formasyonu'nun dolomitik kiltaşı, bitümlü şeyl, trona ve formasyon içi konglomera litofasiyesleri, genişlemeli bir tektonik rejim tarafından kontrol edilen bir playa gölünde çökelmiştir. Dolomitik kiltaşı litofasiyesleri göl kenarı playa düzlüğünde çökelmiştir. Trona, playa düzlüğünün doğusundaki evaporitik bir göl çökelim merkezinde birikmiştir ve göl, kökensel olarak bitişiğindeki playa düzlüğüne ve volkanik - granitik arazilere dayanan alkali bakımından zengin yüzey ve yeraltı suları ile beslenmiştir. Göl suyu mevsimsel taşkınlarla tazelendiğinde, göl genişlemiş ve bitümlü şeyl daha geniş bir alanda çökelmiştir. Formasyon içi konglomera ve ilişkili kayalar; sin-sedimanter tektonizma, havza içi erozyon, yeniden çökelim ve havza merkezine doğru sediman seçiliminin sonucudur.

Trona yatağı oluşumu için en olası sodyum kaynağı; kaynak alandaki kayaların (granitler, Paleosen ve Kretase volkanikleri) ayrışması, tortul arakatmanlı tüflerin yıkanması ve Beypazarı havzasının kuzeydoğu kesiminde tortul arakatkılı geniş yayılımlı Teke Volkanikleri'dir (eşzamanlı volkanik faaliyetlerden), (Şekil 1). Teke Volkanikleri olasılıkla trona ve diğer sodyum karbonat tuzları için ana sodyum kaynağıdır. Sodyum, playa-göl sistemine yüzey ve yeraltı suları ve termal kaynaklar yoluyla girmiştir.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was supported by Projects TBAG-685 from TÜBİTAK (The Scientific and Technological Research Council of Turkey) and 03. KB. FEN.015 from Dokuz Eylül University (İzmir, Turkey). Borehole logs were studied with permission of Eti Maden Inc. and MTA. The author is indebted to Berk Çakmakoğlu for his technical support.

ORCID

Cahit Helvacı (D https://orcid.org/0000-0002-8659-1141

REFERENCES

- Eugster, H. P. & Surdam, R. C. (1973). Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming: a preliminary report. *Geological Society of Bulletin, 84,* 115-1120. https://doi. org/10.1130/0016-7606(1973)84%3C1115:DEOT GR%3E2.0.CO;2
- Garcia-Veigas, J., Gündoğan, İ., Helvacı, C. & Prats, E. (2013). A genetic model for Na-carbonate mineral

precipitation in the Miocene Beypazarı trona deposit, Ankara province, Turkey. *Sedimentary Geology 294* (2013) 315–327. https://doi. org/10.1016/j.sedgeo.2013.06.011

- Helvacı, C., İnci, U., Yılmaz, H. & Yağmurlu, F. (1989). Geology and Neogene trona deposit of the Beypazarı region, Turkey. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences*, 13 (2), 245–256.
- Helvacı, C. (1998). The Beypazarı trona deposit, Ankara province, Turkey. in: Proceedings of the First International Soda Ash Conference. John R. Dyni & Richard W. Jones, (Eds.), Volume II. Wyoming State Geological Survey Public Information Circular 40, Laramie, 67-103.
- Helvacı, C. (2010). Geology of the Beypazarı trona field, Ankara, Turkey. Mid-congress Field Exursion Guide Book. Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia 4–8 October 2010, Ankara, Turkey.
- Helvacı, C., Öztürk, Y. Y., Satır, M. & Shang, C. K. (2014). U-Pb zircon and K-Ar geochronology reveal the emplacement and cooling history of the Late Cretaceous Beypazarı granitoid, central Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 56(9), 1138–1155.
- Helvaci, C. & Inci, U. (1989). Beypazari trona yatağının jeolojisi, mineralojisi jeokimyası ve yörenin trona potansiyeli (Proje No: TBAG-685). Türkiye Bilimsel ve Teknik Arastirma Kurumu. Temel Bilimleri Arastirma Grubu, 159 p.
- İnci, U., Helvacı, C. & Yağmurlu, F. (1988). Stratigraphy of Beypazarı Neogene basin, Central Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy*, 18(3), 165-182.
- Ketin, I. (1966). Tectonic units of Anatolia (Asia Minor): Bulletin of the Mineral Research and Exploration (MTA Dergisi), 66, 23-34. https://doi. org/10.1127/nos/18/1988/165
- Orti, F., Gündoğan, İ. & Helvacı, C. (2002). Sodium sulphate deposits of Neogene age: the Kirmir Formation, Beypazarı Basin, Turkey. Sedimentary Geology, vol. 146, p.305-333.
- Öngur, T. (1977). Kizilcahamam GB'sinin volkanolojisi ve petrografi incelemesi: *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni (Türkiye Jeoloji Bülteni)*, 20(2), 1-12. https://jmo.org.tr/resimler/ ekler/24ea4a4a067413b_ek.pdf
- Saner, S. (1979). Explanation of the development of the Western Pontid Mountain an adjacent basins, based on platetectonic theoy, northwestern Turkey: *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* (*MTA Dergisi*), 93, 1-20.
- Yağmurlu, F., Helvacı, C., İnci, U. & Önal, M. (1988). Tectonic charateristics of structural evolution of the Beypazarı and Nallıhan Neogene Basin, Central Anatolia. *METU Journal of Pure and Applied Science, 21* (1-3), 127-143.





The Origin of Oltu Stone (Turbostratic Carbon) from the Olur-Tortum Area: A Natural Composite Carbonaceous Material (Erzurum, Türkiye)

Olur-Tortum Bölgesindeki Oltu Taşının (Turbostratik Karbon) Kökeni: Karbonlu Doğal Bir Kompozit Malzeme, Erzurum, Türkiye

Cahit Helvacı^{1, *}, Murat Hatipoğlu², Daniele Passeri³, Neşat Konak⁴ Eyyüp Hikmet Kınacı⁵

 ¹Dokuz Eylül University, Faculty of Engineering, Department of Geological Engineering TR-35370 Buca-İzmir/Türkiye
 ²Dokuz Eylül University, The Graduate School of Natural and Applied Sciences, Department of Natural Building Stones and Gem Stones TR-35370 Buca-İzmir/Türkiye
 ³University of Rome, Department of Fundamental and Applied Sciences for Engineering I-00161 Rome/ITALY ⁴MTA General Directorate of Mineral Research and Exploration, Department of Geological Research, TR-06800 Ankara/Türkiye

⁵Batman University, Technical Sciences Vocational School, Handicrafts Department, TR-72060 Batman/Türkiye

• Geliş/Received: 29.05.2024	• Düzeltilmiş N	Aetin Geliş/Revised Manuscript Receiv	ed: 12.07.2024	• Kabul/Accepted: 12.07.2024
	• Çevrimiçi Yayın/	Available online: 26.11.2024	• Baskı/Printed: 31.	05.2025
Araştırma Makalesi/Research	Article	Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turke	y	

Abstract: This study focuses on geological, microstructural, oxygen isotopic, and thermogravimetric investigations of Oltu stone, which is the most important turbostratic carbonaceous material in Turkey.

The results of our investigations indicate that the carbonaceous Oltu stone material (specific gravity of 1.317) is not an organic material, such as jet, derived from fossilized wood. Rather, it is composed of a carbonaceous phase intermediate between amorphous carbon and crystallized graphite (termed turbostratic carbon), that is intercalated with flysch and formed by the reduction of seeping magmatic carbon dioxide during the diagenesis of Upper Jurassic-Lower Cretaceous marine sediments. Oxygen isotope analyses (SMOW) (using EA-IRMS) of both Oltu stone ($\delta^{18}O = +37.2\%$ to +40.8%) and the enclosing flysches ($\delta^{18}O = +10.3\%$ to +12.3%) suggest that the nodules formed during diagenesis at a temperature of around 50 °C. However, they are enclosed in flysches whose grains are derived from rocks that formed at significantly higher temperatures, perhaps above 100 °C.

The main industrial use of Oltu stone is as host material for diamond coating, as the sp³ bonds in the material can provide nucleation sites for diamond crystals and improve the nucleation rate at the early stage of diamond deposition on turbostratic carbon.

Keywords: Erzurum, Olur-Tortum geological zone, Oltu stone, Turbostratic carbon, Turkey.

Öz: Bu çalışma, Türkiye'nin en önemli turbostratik karbonlu malzemesi olan Oltu-taşının jeolojik, mikroyapısal, oksijen izotopik ve termogravimetrik incelemelerine odaklanmaktadır.

Bu çalışmada elde edilen veriler, karbonlu Oltu taşı malzemesinin (özgül ağırlığı 1,317) karakehribar gibi fosilleşmiş ağaçtan türetilmiş organik bir malzeme olmadığını göstermektedir. Daha ziyade, Üst Jura-Alt Kretase denizel çökellerinin diyajenezi sırasında yukarı doğru sızan magmatik karbondioksitin indirgenmesi sonucu oluşan

ve flişlerle arakatkılı olan amorf karbon ile kristalize grafit (turbostratik karbon olarak adlandırılır) arasında bir karbonlu fazdan oluşmaktadır. Hem Oltu taşının ($\delta^{18}O = +37,2\%$ ila +40,8‰) hem de onu çevreleyen flişlerin ($\delta^{18}O = +10,3\%$ ila +12,3‰) oksijen izotop analizleri (SMOW) (EA-IRMS kullanılarak), nodüllerin diyajenez sırasında yaklaşık 50 °C sıcaklıkta oluştuğunu, ancak taneleri önemli ölçüde daha yüksek bir sıcaklıkta, belki de 100 °C'nin üzerinde oluşan kayalardan gelen flişlerle ile çevrelendiğini göstermektedir.

Oltu-taşının başlıca endüstriyel kullanımı, elmas kaplamada kullanılan bir malzeme olmasıdır, çünkü malzemedeki sp3 bağları elmas kristalleri için çekirdeklenme alanları sağlayabilir ve turbostratik karbon üzerine elmas biriktirmenin erken aşamasında çekirdeklenme oranını artırabilir.

Anahtar Kelimeler: Erzurum, Olur-Tortum jeolojik alanı, Oltu taşı, Turbostratik karbon, Türkiye.

INTRODUCTION

The toughness, durability, specific gravity, and colour of carbonaceous compact black material from different parts of the world (e.g. Turkey, Georgia, and Armenia) are highly variable due to different genetic and depositional conditions. However, those from the Oltu-Erzurum region in Turkey are characteristic and possibly unique. The material, which was shown to be a type of natural carbon black (Hatipoğlu et al., 2012), has some unusual physical characteristics and is referred to as turbostratic carbon. Subtle differences between carbon blacks can be attributed to their origin (Lahaye and Prado, 1981; Wang and Wolff, 1993; Donnet, 1994; Ungar et al., 2002; Ungar et al., 2005). Although carbon blacks are commonly used as filler in rubber production to modify the mechanical properties of the tire (Donnet, 1994; Clague et al., 1999; Hjelm et al., 2000), the internal structure of carbon black aggregates is not yet well understood. Graphite-like, guasi-crystalline domains, in which basal planes are parallel but angularly distorted and the interlayer spacing is different from that of pure graphite, were detected in carbon black particles, making them intermediate between crystalline and amorphous materials (Donnet, 1994).

In Turkey, a natural compact carbonaceous black material, which is traditionally known as "Oltu stone", has been easily carved into gem objects for the jewellery market in the Oltu-Erzurum region (northeastern Anatolia) since the 18th century. Oltu stone is mainly used to make ornaments such as rings, earrings, necklaces, bracelets, tiepins, pipes, studs, cigarette holders, and prayer beads—generally in combination with silver (Zengin, 1956; Çiftçi et al., 2002; Karayiğit et al., 2002; Çiftçi et al., 2004; Karayiğit, 2007; Hatipoğlu et al., 2012; Kalkan et al., 2012; Kınacı, 2013). The total potential reserve of Oltu stone in the study area is estimated to be approximately 150,000 tonnes.

In the last three decades, many studies were carried out about carbon blacks or turbostratic carbons using various methods (Bansal and Donnet, 1993; Gruber et al., 1993; Wang and Wolff, 1993; Donnet, 1994; Jawhari et al., 1995; Bertrand and Weng, 1999; Hjelm et al., 2000; Zerda et al., 2000; Lin, 2002; Probst and Grivei, 2002) so as to better determine chemical and physical properties and also to distinguish between those with organic origin, such as jet or carbon-like materials, in archaeological and gemmological science and those with inorganic origin not specifically derived from fossil hydrocarbons (Hunter et al., 1993; Gruber et al., 1994; Hatipoğlu et al., 2012). Carbon black surfaces and bulk structures of carbon black were studied by different methodologies, such as X-ray diffraction, neutron scattering (Franklin, 1950; Clague et al., 1999; Hjelm et al., 2000), Raman spectroscopy (Gruber et al., 1993 and 1994; Jawhari et al., 1995; Hatipoğlu et al., 2012; Hauptman et al., 2012), time-of-flight secondary ion mass spectrometry (TOF-SIMS), and X-ray photoelectron spectroscopy (XPS) (Bertrand and Weng, 1999). These studies provided a model of carbon black microscopic aggregates that is widely accepted today. Specifically, carbon black is a material composed essentially of elemental carbon in the form of quasi-spherical particles that are fused together to form aggregates (Donnet, 1994; Clague et al., 1999).

The presence of two different carbon structures on carbon black surfaces, except for some mineral inclusions, was observed by X-Ray diffraction (Franklin, 1950, Donnet, 1994), and Raman spectroscopy (Gruber et al., 1993 and 1994; Jawhari et al., 1995; Zerda et al., 2000; Ungar et al., 2005; Hatipoğlu et al., 2012 and 2014). One of these has a structure like graphite and the second has an incompletely characterized amorphous carbon structure.

In the past, some scientific and promotional papers published on Oltu stone from the Erzurum region (Turkey) have mistakenly referred to this material as jet or jet-coal (Zengin, 1956; Çiftçi et al., 2002; Çiftçi et al., 2004; Karayiğit et al., 2002; Karayiğit, 2007; Kalkan et al., 2012, Toprak, 2013). Hunter et al. (1993) reported on the characterization of jet and similar materials using various physico-chemical techniques, including Raman spectroscopy. They found that the spectra of different materials (jet, lignite and cannel coal) did not exhibit significant differences. However, Smith and Clark (2004) noted, in an important review on the use of Raman microscopy in archaeological science, that the work of Hunter et al. (1993) was undertaken before highly sensitive Raman instruments became available

In this study, we propose to establish some essential fingerprints for Oltu stone as natural turbostratic carbon that can be used to confirm its identity and geographical provenance. Natural turbostratic carbon has been an important material for industrial use in the world for several decades due to the coexistence of sp³ and sp² bonds in turbostratic carbon materials. The sp³ bonds in turbostratic carbon provide nucleation sites for diamond crystals and improve the nucleation rate at the early stage of deposition of diamond on turbostratic carbon. It is therefore highly likely that this material will be used for synthetic diamond production in the future.

MATERIAL and METHOD

specific gravity Chemical analyses. diffraction measurements, X-ray patterns, scanning electron microscope images, atomic force microscope evaluations, differential thermal and thermogravimetric glow curves, oxygen isotope analyses, confocal micro-Raman bands, and Fourier-transform infrared graphic analyses were performed on Oltu stone to characterize this unusual homogeneous carbonaceous material and provide physical and mineralogical data relevant to its genesis. Detailed information about the composition of Oltu stone was obtained using a suite of techniques for whole rock analysis by the accredited ALS Chemex Laboratory in Canada. Carbon content was determined by combusting the sample in a Leco induction furnace and quantitatively detecting the carbon dioxide generated with infrared spectrometry. Sulphur content was measured with a Leco sulphur analyser with an infrared detection system. Minor elements were quantified by fusing the sample with lithium metaborate and lithium tetraborate and using inductively coupled plasma - atomic emission spectroscopy (ICP-AES). Trace elements were quantified by fusing the sample with lithium metaborate and using inductively coupled plasma - mass spectroscopy (ICP-MS). Loss on ignition was determined gravimetrically after heating a sample to 1000 °C for one hour. All the analyses were certified with the code number IZ11205067.

The specific gravity (SG) values of many Oltu stone samples were measured in this study using an electronic balance (measurement sensitivity of 0.001) with an SG kit, based on the formula (SG = $W_{air} / [W_{air} - W_{water}]$). The test was performed in the

DGL-Gemmological Testing Laboratory at Dokuz Eylül University.

Crystalline components of the Oltu stone samples were detected using X-ray powder diffraction analysis with a Cubi-XRD device with a Cu tube and a graphic monochromator. The samples were analysed with Cu radiation and a 0.3 mm collimator at atmospheric pressure for 10 minutes each, in the range between 5° and 70° (2-theta). The d-spacing [Å] diffraction matching of the constituents obtained using the comparative matching technique is based on the positions of peaks with relative intensities [%(I/I_o)>1], 2-theta values below 70°, and a tolerance range of ±0.01.

Internal structure of Oltu stone samples were observed at different magnifications up to 100,000x using a Philips XL 30S FEG (Field Transmission Gun) scanning electron microscope (SEM), after they were coated with a 5-nm-thick gold layer.

An atomic force microscope (AFM) device, the Nanosurf easyScan-2 (nanoscience Instruments) with 70-micron scanning range, was used to observe the surface morphologies of the representative Oltu stone samples. An AFM is a mechanical imaging instrument that measures the three-dimensional topography as well as the physical properties of a surface with a sharpened probe. In addition, the grain sizes of the samples were measured precisely. The precise particle sizes of any material can be measured because AFM does not use electromagnetic radiation, such as photon or electron beams, to create an image.

Analyses of stable oxygen isotopes made use of elemental-analysis-isotope-ratio mass spectrometry (EA-IRMS). Stable oxygen isotope data were obtained from 10 samples of Oltu stone materials and 5 samples of the enclosing flysch rocks.

Differential thermal analyses and thermogravimetric analyses (DTA/TGA) of the

Oltu-stone samples were conducted by using a thermal analysis system (Shimadzu TDG-60H). The DTA/TGA device was used to determine the changes in weight and heat-energy enthalpy against temperature in the samples. In the patterns, the change in DTA is in millivolts, and the change in TGA is in milligrams. Analyses were performed under a pure nitrogen atmosphere. The samples were approximately 6 mg in weight and were heated from room temperature (about 25 °C) up to 1400 °C at a constant rate of 10 °C/min to observe their heating behaviour. The drift of the mass gain observed in the TGA glow curves (the dotted red lines on the patterns) is a typical effect of buoyancy, so the mass gain is an experimental artefact exhibited by the thermobalance instrumentation. Therefore, the mass loss data obtained from the TGA curves were corrected to eliminate the buoyancy drift of the atmospheric gas. In fact, the only way to remove the effect of this buoyancy component is to decrease the heating rate and increase the sample mass. However, increasing the sample amount was not possible because of the small size of the sample crucible in the device used in the study. In addition, Oltu stone samples have some characteristic mineral inclusions, Therefore, the endotherms on the mass gain curves (the dotted blue lines on the patterns) of the DTA glow curves may also be an artefact due to the shift in baseline as the thermal mass of the specimen is reduced by the loss of carbonaceous material. Thus, the DTA curves were also corrected on the straight blue line as well as in the endotherm data.

Massive and unoriented samples of Oltu stone were placed on the stage of an Olympus BM-41 microscope, equipped with 10x and 50x objectives and part of a HORIBA Jobin Yvon Scientific XPLORA dispersive (visible) confocal micro-Raman spectrometer with a high throughput integrated spectrograph, which also includes a monochromator, a filter system and a chargecoupled device (CCD). Raman spectra were excited by a He–Ne laser (532 nm) at a resolution of 1 cm⁻¹ in the range between 4000 and 50 cm⁻¹. The micro-Raman analyses were performed on a dark background at room temperature. Repeated acquisitions using the highest magnification were accumulated to improve the signal-to-noise ratio. Spectra were calibrated using the 520.5 cm⁻¹ line of a silicon wafer. As a baseline adjustment, spectral manipulation was carried out using the software supplied with the device. Spectrum acquisition details are as follows: objective, x50; filter, 100%; acquisitions averaged, 10; laser, 532.06 nm; spectral window, auto; hole, 500 µm; slit, 100 µm; grating, 1800t (l/mm); ICS correction, on; and power, 25 mW at the sample.

GEOLOGICAL SETTING OF THE STUDY AREA

Detailed field observations show that the northern Oltu region contains very complex geological formations. This region, including the Oltu stone bearing deposits, is located in the northeastern Anatolian region between the Pontides belt (north Anatolian Mountain ranges) in the north and the Anatolide belt (inner Anatolian Mountain ranges) (Şengör et al., 1985; Koçyiğit et al., 1985).

Many geological sequences are superimposed along the NE-SW trending tectonic lines. Some of these sequences extend from the Jurassic to the Eocene. They are grouped into four zones in the Hopa-Şenkaya section based on different lithostratigraphic characteristics of the sequences. These zones, from NW to SW, are the Hopa-Borçka zone, the Artvin-Yusufeli zone, the Olur-Tortum zone, and the Erzurum-Kars ophiolite zone (Konak and Hakyemez, 2008) (Figures 1, 2, 3 and 4).



Figure 1. The Oltu-Erzurum region in Turkey where there are approximately 600 active and abandoned quarries for the carbon black material (Oltu stone). Oltu stone has been mined from the vicinity of Kırdağ Mountains in the Oltu region northeast of the city of Erzurum for about a century.

Şekil 1. Türkiye>de Oltu-Erzurum bölgesinde karbon siyahı malzemesi (Oltu taşı) için aktif ve terk edilmiş yaklaşık 600 taş ocağı bulunmaktadır. Oltu taşı, Erzurum şehrinin kuzeydoğusundaki Oltu bölgesinde bulunan Kırdağ Dağları civarından yaklaşık bir asırdır çıkarılmaktadır.



Figure 2. Oltu stone material is excavated in Tutlu, Güllüce, Güzelsu, and Gökçedere villages, especially. Out of the total 287 quarries in the central Tutlu region, about 120 quarries are still being worked (**A**), (**B**), and (**C**). The material is mined from mountainous areas perpendicular to the general surface with galleries 70-80 cm in diameter where only two or three miners can work. Oltu stone was deposited as stratiform layers between about 0.5 and 80 cm in thickness. However, these Oltu stone strata are no longer continuous, but are found in broken pieces about 20-30 cm in length (**D**) and (**E**). Discarded, low-quality Oltu stone is abandoned nearby (**F**).

Şekil 2. Oltu taşı malzemesi özellikle Tutlu, Güllüce, Güzelsu ve Gökçedere köylerinde çıkarılmaktadır. Tutlu merkez bölgesindeki toplam 287 ocaktan yaklaşık 120'sinde halen çalışılmaktadır **(A)**, **(B)** ve **(C)**. Malzeme, sadece iki veya üç madencinin çalışabildiği 70-80 cm çapındaki galerilerle genel yüzeye dik dağlık alanlardan çıkarılmaktadır. Oltu taşı, kalınlığı yaklaşık 0,5 ila 80 cm arasında değişen stratiform tabakalar halinde çökelir. Bununla birlikte, bu Oltu taşı tabakaları artık sürekli değildir, ancak yaklaşık 20-30 cm uzunluğunda kırık parçalar halinde bulunur **(D)** ve **(E)**. Atılmış, düşük kaliteli Oltu taşı yakınlarda terk edilmiştir **(F)**.



Figure 3. A block, including alternating Oltu stone material and the host rock, marl (A). The loose rough (unpolished) Oltu stones (B).

Şekil 3. Ardalanan Oltu taşı malzemesi ve ana kaya olan marndan yapılı bir blok **(A)**. Gevşek kaba (cilalanmamış) Oltu taşları **(B)**.

The region lies within a Jurassic-Cretaceous complex zone (the Olur-Tortum zone) that was fractured by tectonic events, and then separated into three geological units; the Olur, Aksu, and Çardaklı Units from northwest to southeast, respectively. The three units of the same age are all dissected along tectonic boundaries in the field. The slice containing Oltu stone belongs to the Olur Unit. Figure 4A represents the Olur Slice of the Olur Unit only. Thus, only one of the three sliced units - the Olur Unit- includes the turbostratic carbonaceous Oltu stone. These three units (or tectonic slices) were then pushed into the Oltu-Balkaya Tertiary Basin to form the Oltu thrust zone. All these units were then cut by a dacitic intrusion in the Lower Eocene (Konak and Hakyemez, 2008). Thus, the sedimentary Oltu stones occur in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Olurdere Formation of the Olur Unit of the Olur-Tortum Zone (Figure 4A).

The base of the Olur Unit begins with intercalated alkaline, intermediate, and acidic volcanics of the Lower Jurassic. These volcanics are overlain by Middle Jurassic deltaic and marine fan clastics with a sharp contact. The clastics are followed by Upper Jurassic hemi-pelagic cherty carbonates, alternations of sandstone, siltstone and marl in the Lower Cretaceous and intermediate volcanics that laterally grade into the sandstones.

A shallow marine Liassic-Lower Malm sequence with volcano-sedimentary character overlies this basement above an angular unconformity. This unit is conformably overlain by Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones. The Hotnvian-Campanian flysch formed by rapid deepening of the environment during the middle Lower Cretaceous and was conformably deposited on the Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonates. The Upper Campanian and Lower Maastrichtian deposits are represented by volcanic and pelagic carbonates, respectively.

The upper part of the sequence contains marl and clayey limestone alternations of the Middle and Upper Cretaceous, followed by Lower Palaeocene neritic limestone and Upper Palaeocene marl and siltstone alternations with turbiditic sandstone and limestone interbeds. These were covered by terrestrial and shallow marine clastics in the Upper Eocene with an angular unconformity where horizontal layers cover sharply dipping beds. (Konak and Hakyemez, 2008) (Figure 4B).



Figure 4.A. Simplified columnar section, representing the Olur unit including Oltu stone in the Olur-Tortum geological sequence from Oltu (Erzurum) (modified from Konak and Hakyemez, 2008).

Şekil 4.A. Oltu (Erzurum) civarındaki Olur-Tortum jeolojik istifinde Oltu taşı formasyonunu içeren Olur birimini temsil eden basitleştirilmiş kolon kesit (Konak ve Hakyemez, 2008'den değiştirilmiştir).

Oltu stones have been mined from the slopes of the Kırdağ Mountains for about a century (Figures 1, 2 and 3). Many sites are located near the villages of Tutlu, Günlüce, Güzelsu, and Gökçedere in the Oltu-Erzurum region of Turkey. There are approximately 600 quarries, of which at least 120 are still in operation (Figure 2). The identification of new sites for the extraction of Oltu stone is based on field observations and previous experiences.



Figure 4.B. Simplified geological map of the Oltu-Erzurum region, including Gökçedere, Güzelsu, Tutlu, and Günlüce villages (modified from Konak and Hakyemez, 2008).

Şekil 4.B. Gökçedere, Güzelsu, Tutlu ve Günlüce köylerini kapsayan Oltu-Erzurum bölgesinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Konak ve Hakyemez, 2008'den değiştirilmiştir).

The material is mined in mountainous areas from vertical working surfaces with exposures of only 70-80 cm across that accommodate only two or three miners at a time. Most extraction is done by hand with short-handled shovels, hammers, and chisels. As the working face slopes inwards, waste is removed by four-wheeled wooden carts pulled by ropes (Bilgin et al., 2011).

When the depth of the working face reaches about 150 m or when unexpected situations occur that make working in the gallery unsafe, it is abandoned (Zengin, 1956; Çiftçi et al., 2002; Karayiğit et al., 2002; Çiftçi et al., 2004; Karayiğit, 2007; Bilgin et al., 2011; Kalkan et al., 2012) (Figure 2). This material was originally deposited as horizontal strata alternating with marls between about 0.5 and 50 cm in thickness. However, the Oltu stone horizons (bands) are often no longer conformable to the original stratification but are broken up into sections about 20-30 cm in length (Figure 3A). According to geological field observations, the total reserve in the study area is estimated to be approximately 150,000 tonnes.

This material is unique and has some unusual mineralogical characteristics. The rough Oltu stone is generally of a dull to bright black colour, but sometimes it is blackish brown, grey, or greenish (Figure 3B). Oltu stone stays shiny as long as it is handled and does not react with human perspiration or leave marks on the skin.

RESULTS

Chemistry

The results of the chemical analysis of the representative Oltu stone are given in Table 1. Two important elements are noteworthy - carbon over 50% and sulphur only about 0.32%. If the

LOI value of 97.8% is considered, the initial carbon amount is very high in Oltu stone. This value is similar to those for synthetic carbon black varieties published before, such as, 97.7% for "unspecified carbon black"; 96.5% for "vulcan XC 72R", 98.4% for "cabot fluffy", and 95.5% for "regal 600" (Clague et al., 1999).

Table 1. Bulk and trace element chemical analyses of representative Oltu stones.*Cizelge 1.* Temsili Oltu taşlarının toplam ve eser element kimyasal analizleri.

Bulk	Method	Detection limits	Oltu stone	Trace	Method	Detection limits	Oltu stone
SiO ₂	ME-ICP06	0.01%	1.57	Ag	ME-MS81	1 ppm	<1
Al_2O_3	ME-ICP06	0.01%	0.2	Ba	ME-MS81	0.5 ppm	8.8
Fe ₂ O ₃	ME-ICP06	0.01%	0.5	Ce	ME-MS81	0.5 ppm	2.5
CaO	ME-ICP06	0.01%	0.28	Co	ME-MS81	0.5 ppm	3.6
MgO	ME-ICP06	0.01%	0.06	Cr	ME-MS81	10 ppm	20
Na ₂ O	ME-ICP06	0.01%	0.05	Cs	ME-MS81	0.01 ppm	0.13
K ₂ O	ME-ICP06	0.01%	0.04	Cu	ME-MS81	5 ppm	<5
Cr_2O_3	ME-ICP06	0.01%	< 0.01	Dy	ME-MS81	0.05 ppm	0.91
110 ₂	ME-ICP06	0.01%	0.03	Er	ME-MS81	0.03 ppm	0.46
MnO	ME-ICP06	0.01%	0.01	Eu	ME-MS81	0.03 ppm	0.16
P_2O_5	ME-ICP06	0.00%	0.08	Ga	ME-MS81	0.1 ppm	1.1
SIU	ME-ICP06	0.01%	< 0.01	Gu	ME-MS81	0.05 ppm	0.83
BaO	ME-ICP00	0.0170	<0.01	ПІ	ME-MS01	0.2 ppm	0.7
1.01		0.010/	07.0	HO	ME-MS81	0.01 ppm	0.19
	OA-GRA05	0.01%	97.8	La	ME-MS81	0.5 ppm	
Total	101-ICP06	0.01%	100.5	Lu	ME-MS81	0.01 ppm	0.06
~	~ ~ ~ ~ ~			Mo	ME-MS81	2 ppm	<2
C	C-IR07	0.01%	>50	Nb	ME-MS81	0.2	3.2
8	S-1R08	0.01%	0.32	Nd	ME-MS81	0.1 ppm	1.4
				Ni	ME-MS81	5 ppm	6
				Pb	ME-MS81	5 ppm	<5
				Pr	ME-MS81	0.03 ppm	0.32
				Rb	ME-MS81	0.2 ppm	2.5
				Sm	ME-MS81	0.03 ppm	0.46
				Sn	ME-MS81	1 ppm	<1
				Sr	ME-MS81	0.1 ppm	10.5
				Та	ME-MS81	0.1 ppm	< 0.1
				Tb	ME-MS81	0.01 ppm	0.14
				Th	ME-MS81	0.05 ppm	0.38
				T1	ME-MS81	0.5 ppm	< 0.5
				Tm	ME-MS81	0.01 ppm	0.08
				U	ME-MS81	0.05 ppm	0.23
				V	ME-MS81	5 ppm	175
				W	ME-MS81	1 ppm	4
				Y	ME-MS81	0.5 ppm	6
				Yb	ME-MS81	0.03 ppm	0.4
				Zn	ME-MS81	5 ppm	8
				Zr	ME-MS81	2 ppm	67

Other interesting aspects of the analyses include the relatively high concentration of silica (SiO₂: 1.75 wt.%). In addition, higher than expected Ba (8.8 ppm) and V (175 ppm) concentrations, which are unusual for a coal material. The abundance of other trace elements, such as Sr (10.5 ppm), Th (0.38 ppm), U (0.23 ppm), and Zr (67 ppm), are also unexpectedly high. The abundance of trace elements is attributed to marine sedimentation and diagenesis. The composition strongly suggests that carbonaceous Oltu stone material is not an organic jet material transformed from wood, but rather an inorganic carbon material. Clague and colleagues (1999) found similar values for synthetic carbon blacks used in experiments on diesel engine soot (Clague et al., 1999). In addition, Yu and colleagues (1993) reported that the value of carbon in turbostratic carbon materials is very high (Yu et al., 1993).

Specific Gravity

The hydrostatic balance (HB) method was used to analyse the specific gravity of the Oltu stone samples. The values, based on the formula (SG = $W_{air} / W_{air} - W_{water}$), were measured as 1.317. In fact, this specific gravity value is higher from those of many coals and related blackish carbonaceous materials derived from fossil hydrocarbons. The typical specific gravity of Oltu stone is distinctive. Thus, measurement of specific gravity by the simple hydrostatic balance method is a powerful tool to distinguish this carbon black material from the other natural and synthetic carbon black materials and related blackish carbonaceous materials.

X-Ray Diffraction (XRD)

Matching of numerical data obtained from XRD analyses of the Oltu stone samples with data for ideal carbonaceous materials (diamond, graphite, nanotubes etc.) compiled from the well-known database (RRUFF, 2013) and some related publications (Brown and Altermatt, 1985) using a comparative matching technique was unsuccessful.

In the XRD pattern of Oltu stone (Figure 5), a total of 12 X-ray diffraction bands were acquired. The two higher bands centred at 4.20 and 3.78 Å, and the four relatively lower bands centred at 2.51, 2.28, 2.25, and 2.12 Å are characteristic. Two bands that developed between 21.5°-24° are ascribed to turbostratic carbon (Herrera-Alonso et al., 2007). In addition, six small bands centred at 14.79, 3.22, 3.05, 2.72, 1.95 and 1.69 Å also form part of the pattern.



Figure 5. Tabular XRD data (a), the XRD pattern for representative Oltu stone (b). Two higher peaks centred at 4.20 and 3.78 Å and four smaller peaks centred at 2.51, 2.28, 2.25, and 2.12 Å are characteristic. Two peaks that developed between 21.5°-24° are ascribed to turbostratic carbon.

Şekil 5. Tabular XRD verileri **(a)**, Oltu taşının temsili bir XRD deseni **(b)**. Merkezi 4,20 ve 3,78 Å olan iki yüksek pik ve merkezleri 2,51, 2,28, 2,25 ve 2,12 Å olan dört küçük pik karakteristiktir. 21,5°-24° arasında gelişen iki pik turbostratik karbona atfedilir.

By eliminating the peaks due to inclusions (peaks at 2.51, 2.28, 2.25, and 2.12 Å are due to

silica; and peaks at 2.72 and 1.69 Å are due to pyrite), the peaks at 14.79, 4.20, 3.78, 3.22, 3.05, and 1.95 Å can be assigned to the carbonaceous material.

We believe that many of the XRD bands for Oltu stones reflect the packing distance of saturated structures. In addition, Oltu stones also contain some graphite-like structures (crystalline carbon). These observations suggest that the crystallites in the Oltu stone samples have intermediate structures between graphite and an amorphous state termed a turbostratic structure or random layer lattice structure (Tuinstra and Koenig, 1970; Hatipoğlu et al., 2012).

Ungar et al. (2002) investigated the microstructure of synthetic carbon blacks (N990, N774, and N134) by X-ray diffraction peak profile

analysis and concluded that there appears to be no difference between soot and carbon black from the point of view of morphology and internal structure (Lahaye and Prado, 1981; Clague et al., 1999). Hauptman et al. (2012) reported that X-ray photoelectron spectroscopy gives the oxygen content and the nature of functional groups on particle surfaces (Hauptman et al., 2012). In addition, in a previous study (Li et al., 2007), X-ray diffraction patterns of hexagonal graphite (h-graphite) and turbostratic carbon (t-carbon) were simulated by using the general Debye equation. The simulation results indicated that the diffraction angles and FWHMs of diffraction lines could not be simply used to characterise the lattice parameters and crystallite sizes of t-carbon (Li et al., 2007).



Figure 6. Four scanning electron microscope images (SEM) at 1,000x (A) 10,000x (B), 25,000x (C), and 50,000x (D) magnifications of Oltu stone obtained with backscattered electron detection.

Şekil 6. Oltu taşının geri saçılan elektron algılama ile elde edilen 1.000x (*A*), 10.000x (*B*), 25.000x (*C*) ve 50.000x (*D*) büyütmelerdeki dört taramalı elektron mikroskobu görüntüsü (SEM).



Figure 7. Six scanning electron microscope images (SEM) at magnifications of 25,000x (**D1**) and (**D2**), 50,000x (**E1**) and (**E2**), and 100,000x (**F1**) and (**F2**) of Oltu stone. The left column was imaged with a large field detector; the right column with a backscattered electron detector. Scanning electron micrographs of carbonaceous Oltu stone clusters show the typical elongated habit.

Şekil 7. Oltu taşının 25.000x (D1) ve (D2), 50.000x (E1) ve (E2) ve 100.000x (F1) ve (F2) büyütmelerde altı taramalı elektron mikroskobu görüntüsü (SEM). Sol sütun geniş alan dedektörü ile görüntülenmiştir; sağ sütun geri saçılan elektron dedektörü ile görüntülenmiştir. Karbonlu Oltu taşı kümelerinin taramalı elektron mikrografları tipik uzun yapısını göstermektedir.



Figure 8. Six scanning electron microscope images (SEM) at magnifications of 2,500x (**A**), 5,000x (**B**), 10,000x (**C**), 25,000x (**D**), 50,000x (**E**), and 100,000x (**F**) for Oltu stone. The left column was imaged with a large field detector; the right column, with a backscattered electron detector.

Şekil 8. Oltu taşının 2.500x (A), 5.000x (B), 10.000x (C), 25.000x (D), 50.000x (E) ve 100.000x (F) büyütmelerde altı taramalı elektron mikroskobu görüntüsü (SEM). Sol sütun geniş alan dedektörü ile görüntülenmiştir; sağ sütun ise geri saçılan elektron dedektörü ile görüntülenmiştir.


Figure 9. Six scanning electron microscope images (SEM) at magnifications of 2,500x (A1) and (A2), 5,000x (B1) and (B2), and 10,000x (C1) and (C2) for Oltu stone. The left column was imaged with a large field detector; the right column, with a backscattered electron detector.

Şekil 9. Oltu taşının 2.500x (A1) ve (A2), 5.000x (B1) ve (B2) ve 10.000x (C1) ve (C2) büyütmelerde altı taramalı elektron mikroskobu görüntüsü (SEM). Sol sütun geniş alan dedektörü ile görüntülenmiştir; sağ sütun ise geri saçılan elektron dedektörü ile görüntülenmiştir.

Scanning Electron Microscopy (SEM)

Many scanning electron microscope images (SEM) of Oltu stone were acquired, and they are collected into four groups (Figures 6, 7, 8, and 9), that all show that the carbonaceous Oltu stone clusters have typical elongated habit.

The SEM images show that the internal structures of the carbonaceous Oltu stone consist of mostly small micron-sized $(1.0 - 1.2 \ \mu\text{m})$ and partially large nano-sized $(900 - 1000 \ \text{nm})$ carbon particles.

Atomic Force Microscopy (AFM)

The AFM micrographs were taken as two different three-dimensional (3-D) morphologies (Figure 10A and B) and one two-dimensional (2-D) graphic (Figure 10C) for Oltu stone. In the 3-D surface topographies, black zones show dips, and white points show high zones.

A 62.3×62.3 -µm face of Oltu stone was scanned. The topography map shows maximum and minimum level of indentation and projection. The grain sizes of the carbonaceous matrix range from a minimum of 900 nm to a maximum of 1.2 µm.

Oxygen Isotopes

The $\delta^{18}O$ values were between +37.2‰ and +40.8‰ (SMOW) for Oltu stone, and between +10.3‰ and +12.3‰ (SMOW) for the enclosing flysch. The values demonstrate that the strata of Oltu stone formed during diagenesis at a low temperature of around 50 °C. On the other hand, the surrounding flysch rocks formed at higher temperature, perhaps above 100 °C. We can compare the results to estimate the sedimentation period of the co-existent Oltu stone material and flysch rock.



Figure 10. AFM micrographs taken from two different 3-D morphologies (A) and (B), and one 2-D graphic (C) for Oltu stone. The grain sizes of the matrix components have a minimum size of 900 nm and a maximum size of $1.2 \mu m$.

Şekil 10. Atomik kuvvet mikroskobu (AFM) mikrografları Oltu taşı için iki farklı 3-D (üç boyutlu) morfolojiden (A) ve (B) ve bir 2-D (iki boyutlu) grafikten (C) alınmıştır. Matris bileşenlerinin tane boyutları minimum 900 nm ve maksimum 1,2 µm'dir. Kolodny and Epstein (1976) stated that deep sea cherts of all ages show a spread of $\delta^{18}O$ values, with increasing diagenesis being reflected in a lowering of $\delta^{18}O$. The $\delta^{18}O$ of deep-sea cherts generally decrease with increasing age, indicating an overall cooling of the ocean bottom during the last 150 my in geological time. The $\delta^{18}O$ of chert ranges between 27 and 39 per mil relative to SMOW, $\delta^{18}O$ of porcellanite—between 30 and 42 per mil. Accordingly, the consistent enrichment of opal-CT in porcellanite in ¹⁸O with respect to coexisting microcrystalline quartz in chert is probably a reflection of a different temperature (depth) of diagenesis of the two phases.

When the chemical contents of Oltu stone regarding SiO_2 of 1.57% are considered (Table 1), we can conclude that the value of average +39 of SMOW for Oltu stone can explain its relatively

higher silica content. In addition, the value of +13.3 of SMOW for the surrounding flysch may be evidence to indicate its depositional period was Upper Jurassic-Lower Cretaceous.

Thermogravimetry (DTA/TGA)

Thermogravimetric behaviours including thermal properties and thermal stability of Oltu stone, and some associated mineral inclusions, were studied by thermogravimetric analyses (TGA). The transformations and/or decomposition of the carboniferous building blocks and/or paramorphism of other inclusion minerals during the heating process can be also determined by differential thermal analyses (DTA). Accordingly, simultaneous DTA/TGA glow curves are given in Figure 11.



Figure 11. DTA/TGA pattern for Oltu stone. Measurements were simultaneous. The TGA glow curve was corrected for buoyancy of the atmosphere. The drift observed in the dotted red lines is typical of the effect of buoyancy. Mass loss measurements were corrected in the red line, because apparent mass gain is an experimental artefact.

Şekil 11. Oltu taşının diferansiyel termal analiz ve termogravimetrik analiz (DTA/TGA) modeli. Ölçümler eş zamanlı olarak yapılmıştır. TGA kızdırma eğrisi atmosferin kaldırma kuvveti için düzeltilmiştir. Noktalı kırmızı çizgilerde gözlemlenen kayma, kaldırma kuvvetinin etkisinin tipik bir örneğidir. Kütle kaybı ölçümleri kırmızı çizgide düzeltilmiştir çünkü görünür kütle kazancı deneysel bir artifakttır.

During heating to 1400 °C, the glow curves indicate that the weight loss of Oltu stone is due to carboniferous material loss only, and this loss occurs in the temperature ranges between about 316.5 and 610.0 °C. In addition, after making some corrections for the artefactual mass gain observed due to drift from the buoyancy effect of the atmosphere in the TGA glow curve, Oltu stone had a total mass loss of 57.46% (TGA glow curve), and one distinctive sharp endotherm at 982.56 °C and three weaker endotherms (DTA glow curve). The main thermogravimetric weight loss was about 52% at 316.5 °C, and the last weight loss is about 2% at 1400 °C. This result shows that Oltu stone has a relatively higher resistance to overheating.

The pattern of the simultaneous differential thermal and thermal gravimetric analyses of Oltu stone displays slight differences compared to synthetic carbon blacks.

The TGA tests show that care should be taken not to exceed temperature above 316 °C if the material is used for industrial purposes. This value can also be accepted as the starting point of decomposition. The decomposition starting point for Oltu stone seems to be slightly lower than those of synthetic carbon blacks; however, there seems to be no data in the literature for similar natural materials found in other localities around the world for comparison. The TGA result can be attributed to the presence of higher crystallinity in Oltu stone.

The TGA tests show that the total mass loss percentage for Oltu stone was found to be less than about 57%, in contrast to other synthetic carbon blacks (up to 65%). This may be related to silica inclusions (Table 1). The DTA tests show that Oltu stone was fully decomposed or transformed at about 679 °C, probably through formation of high temperature paramorphs. Thus, we also conclude that decomposition at moderate temperatures is entirely due to phase transformations. Ungar et al. (2002) stated that heat treatment results in increased vertical and lateral sizes of graphitic crystallites. The dislocation density increases during annealing. Concentration of amorphous carbon is decreased after heat treatment. They interpreted this observation because of amorphous carbon being gradually incorporated into graphitic layers.

Micro-Raman Spectroscopy

For confocal (532 nm green laser) micro-Raman spectra, a typical micro-Raman spectrum of the material is given in Figure 12. Raman spectra for Oltu stone were recorded between 50 and 3200 cm⁻¹: measurements over a wide spectral range showed, important peaks at 1346 cm⁻¹ and 1585 cm⁻¹ in the spectral range between 1000 and 1800 cm⁻¹ characteristic of the para-crystallites, other features ascribed to amorphous regions in the range between 2500 and 3000 cm⁻¹, and finally, the main inclusions revealed by XRD and chemical analyses, quartz and pyrite, produce the enhanced background between 200 and 500 cm⁻¹ in these spectra probably related to SiO₂, and the higher peak at about 100 cm⁻¹ probably related to FeS₂.



Figure 12. Raman vibrational bands for representative Oltu stone. Two important peaks at 1346 cm⁻¹ and 1585 cm⁻¹ in the spectral range between 1000 and 1800 cm⁻¹ are characteristic of quasi-crystallites, other features are ascribed to amorphous regions in the range between 2500 and 3000 cm⁻¹, and finally, the enhanced background between 200 and 500 cm⁻¹ in these spectra

could be related to (SiO_2) , and the higher peak at about 100 cm⁻¹ could be related to (FeS_2) as the main inclusions (adapted from Hatipoğlu et al. 2012).

Şekil 12. Raman titreşim bantları Oltu taşını temsil etmektedir. Spektral aralıkta 1000 ile 1800 cm⁻¹ arasında 1346 cm⁻¹ ve 1585 cm⁻¹'deki iki önemli pik, yarı-kristalitlerin karakteristiğidir, 2500 ile 3000 cm⁻¹ arasındaki amorf bölgelere atfedilen diğer özellikler ve son olarak, ana kapanımlar, bu spektrumlarda 200 ile 500 cm⁻¹ arasındaki artmış arka plan (SiO₂) ile ilişkili olabilir ve yaklaşık 100 cm⁻¹'deki daha yüksek pik (FeS₂) ile ilişkili olabilir (Hatipoğlu ve ark. 2012'den uyarlanmıştır).

The two main G bands at 1346 cm⁻¹ (A_{1g}) and 1585 cm⁻¹ ($E_{2\sigma}$) are characteristic of microcrystallites (graphite) whereas the Raman peaks at 2654 and 2904 cm⁻¹ were ascribed to the amorphous carbon regions on the surface. The last peaks have the "signature" of a spⁿ bonded carbon. This spⁿ nomenclature represents carbon in highly dislocated graphitic type species (Brown and Altermatt, 1985). The sp³ bonds are found to coexist with sp² bonds in the turbostratic carbon materials. The sp³ bonds in turbostratic carbon provide nucleation sites for diamond crystals and improve the nucleation rate at the early stage of deposition of diamond on turbostratic carbon (Yu et al, 1993). Therefore, Oltu stones are very suitable materials on which to deposit diamond film coatings. Finally, the enhanced background between 250 and 400 cm⁻¹ could be associated with the presence of pyrite. We conclude that micro-Raman spectroscopy investigations indicate that Oltu stone (natural carbon black) crystallites are non-spherical flat discs. A similar result was reported by Ungar et al (2005). In the synthetic carbon black powder samples, there was strong overlap of the diffraction profiles. The overlapping peaks had to be separated since the present evaluation method was worked out for individual profiles (Ungar et al., 2005).

Gruber et al. (1994) acquired Raman spectra for regular and heat-treated carbon blacks determining the changes in microstructure due to thermal treatment at five heat-treatment temperatures ranging from room temperature to 3000 K. They reported that the peak at 1345 cm⁻¹, which was assigned to symmetric C-C vibrations, was characteristic of disordered structures and its intensity decreased with increasing size of the graphitic planes. This band and the 1575 cm⁻¹ peak characteristic of graphite were analysed, and the ratio of their integrated intensities used to estimate the in-plane dimensions of graphitic crystalline regions and show that the size of these microcrystallites increases with temperature (Gruber et al., 1994).

In a high-pressure Raman and neutron scattering study of carbon black and highly oriented pyrolytic graphite, Zerda et al. (2000) reported that carbon black particles were composed of graphitic micro- or nano-crystallites and unknown amorphous carbon. A pressure induced frequency shift of the E_{2g} bands in various carbon blacks can be interpreted in terms of a modified intermolecular potential. Hauptman et al. (2012) suggested that Raman spectroscopy provides a measure of the relative amounts of disordered, graphitic and amorphous phases, and the lateral size of crystallites.

The synthetic carbon sample obtained from pyrolysis by GC-MASS (Lin, 2002) exhibits a Raman pattern like that of natural carbon black. Similar Raman results were reported in previous papers (Wang et al., 1994; Jawhari et al., 1995; Zerda et al., 2000) and in a mineral database (RRUFF, 2013), while original graphite exhibits a different spectrum (Tuinstra and Koening, 1970). Ungar et al. (2002) stated that Raman measurements in synthetic carbon blacks indicate they have smaller crystallites than those measured by X-rays because the Raman spectra were mainly derived from the outer skin of the aggregates while X-ray diffraction detects crystallites throughout the volume of the sample. When compared to the dispersive confocal micro-Raman spectra of all other kinds of carbon materials, the spectra of two different Oltu stone materials closely match the spectrum of carbon black (Figure 13).

Industrial Usage of Turbostratic Carbon Materials

The most important usage of turbostratic carbon materials is as a surface for diamond film coatings. For example, Yu et al. (1993) showed how diamond films were grown on turbostratic carbon pregrown on Cu substrates by hot filament chemical vapour deposition. The authors stated that to characterise both the turbostratic carbon and the diamond films, Auger electron spectroscopy, Raman spectroscopy, X-ray diffraction, infrared absorption spectroscopy, and scanning electron microscopy should be carried out. They concluded that the turbostratic carbon films could form on Cu at low temperatures (≈ 650 °C) with the catalysis of Mo and that diamond crystallites formed rapidly on turbostratic carbon in less than 10 min at higher temperature (≈ 1000 °C) (Yu et al, 1993).

DISCUSSION and CONCLUSION

This study demonstrates that Oltu stone is an abiotic carbon black, and the source of the carbon is almost certainly Jurassic volcanism. Semigraphitization of solid carbon of pyrogenous origin is a two-step process: first, the carbon of a sample of interest is oxidized to CO_2 , and second, the CO_2 is reduced to graphitic materials, like turbostratic carbon (Lahaye and Prado, 1981; Herrera-Alonso et al., 2007).

Oltu stone is a material composed essentially of elemental carbon in the form of quasi-spherical particles that are fused together into aggregates (Bansal and Donnet, 1993; Clague et al., 1999).



Figure 13. Dispersive confocal micro-Raman spectra for all kinds of carbon materials including Oltu stone

for comparison and contrast. All spectra were obtained from the same spectrometer.

Şekil 13. Karşılaştırma ve kontrast için Oltu taşı da dahil olmak üzere her türlü karbon malzemenin dağınık eşodaklı mikro-Raman spektrumları. Tüm spektrumlar aynı spektrometreden elde edilmiştir.

The geochemical formation of Oltu stone probably incorporated many of the features common to the thermal oxidative decomposition processes in a sedimentation basin. Partial combustion or thermal decomposition of hydrocarbons resulted in carbon dioxide, which was then redeposited higher in the geological column as inorganic layers of bituminous crystallites alternating with marl strata. Specifically, it is not the result of *in situ* processing of fossil resin (copal) or jet from fossilized wood, as mistakenly inferred by some previous authors (Zengin, 1956; Çiftçi et al., 2002; Karayiğit et al., 2002; Çiftçi et al., 2004; Karayiğit, 2007; Kalkan et al., 2012).

Many papers were published about Oltu stone, and none contains the detailed analytical data presented here. In addition, detailed geological field observations were undertaken to understand of its occurrence. Previously, it was claimed that ordinary coals and Oltu stones in the Oltu-Erzurum region are like carbonaceous materials, and that they were derived from fossil plants, largely on the basis that these materials are found next to each other in this region, even though they were deposited in the different geological periods. Oltu stone has a turbostratic structure intermediate between graphite and occurs in amorphous states. The formation of Oltu stone can be considered to incorporate many of the features common to thermal oxidative decomposition processes. We conclude that this material is composed essentially of elemental carbon in the form of tabular particles. Thus, the northern Oltu region contains two very different carbonaceous materials. One of them is the coal formation in Tertiary sedimentary units, which is directly derived from fossil organic hydrocarbons. The other is the Oltu stone formation in the Jurassic-Cretaceous flysch that has abiotic origin, having formed from carbon dioxide.

Chemical and analytical investigations of Oltu stone reveal many essential fingerprints that indicate its origin and are useful for confirming its provenance. An LOI value of 97.8% shows that the initial carbon amount is the highest of any carbon black sample tested. In addition, SiO₂ of 1.57%, Fe₂O₃ of 0.50%, and S of 0.32% are unusual impurities. The remarkable abundance of trace elements, including Sr (10.5 ppm), Th (0.38 ppm), U (0.23 ppm), and Zr (67 ppm), is consistent with an abiotic origin for Oltu stone and is not consistent with formation from processed fossil organic material.

We believe that Oltu stone is a mineral characterised by X-ray diffraction (XRD) as being a semi-crystalline (or pseudo-crystalline, or paracrystalline) material, so called turbostratic carbon. The two higher bands centred at 4.20 and 3.78 Å that develop between 21.5°-24° are ascribed to the turbostratic carbon. Additionally, the four smaller bands centred at 2.51, 2.28, 2.25 and 2.12 Å are specific to Oltu stone, but are not ascribed to any element.

In the SEM images, the internal structures are thinner, and they consist of sub-micron-sized $(1.0 - 1.2 \ \mu\text{m})$ and upper nano-sized $(900 \ \text{nm} - 1.0 \ \mu\text{m})$ carbon-building particles and some inclusions.

Similar particle sizes are confirmed by 3-D and 2-D graphics from AFM. The grain sizes of the matrix components display a size range with a minimum of 900 nm and a maximum of $1.2 \mu m$.

The oxygen isotopic value of average +39 per mil relative to SMOW for Oltu stone can explain its relatively high silica content (1.57 wt.%). In addition, the oxygen isotopic value of +13.3 per mil relative to SMOW for the surrounding flysch indicates it was deposited in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous.

In the simultaneous DTA/TGA glow curves, the main thermogravimetric weight loss was about 52% at 316.5 °C, and the total weight loss was

about 57% at 1400 °C. These results show that the material components of Oltu stone have relatively higher resistance to overheating in industrial applications.

We conclude that the carbonaceous Oltustone materials are not a fossil resin (copal) or jet material derived from fossilized wood as mistakenly inferred by some authors. Turbostratic carbon materials are important for industrial usage in the world. The sp³ bonds in the Oltustone coexist with sp² bonds. The sp³ bonds can provide nucleation sites for diamond crystals and can improve the nucleation rate during the early stage of deposition of diamond coatings.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Bu çalışma, Türkiye'nin en önemli turbostratik karbonlu malzemesi olan Oltu taşının jeolojik, mikroyapısal, oksijen izotopik ve termogravimetrik incelemelerine odaklanmaktadır.

Oltu-taşının abiyotik bir karbon siyahı olduğunu ve karbon kaynağının kesinlikle Jura volkanizması olduğunu göstermektedir. Pirojen kökenli katı karbonun yarı grafitleşmesi iki aşamalı bir süreçtir: ilk olarak, ilgilenilen bir numunenin karbonu CO_2 'ye oksitlenir ve ikinci olarak CO_2 daha sonra turbostratik karbon gibi grafitik malzemelere indirgenir (Lahaye ve Prado, 1981; Herrera-Alonso vd., 2007).

Oltu-taşı, esasen, agregalar halinde birbirine kaynaşmış yarı-küresel parçacıklar şeklinde elementel karbondan oluşan bir malzemedir (Bansal ve Donnet, 1993; Clague vd., 1999). Oltu-taşının jeokimyasal oluşumu muhtemelen bir çökelme havzasındaki termal oksidatif ayrışma süreçlerinde ortak olan özelliklerin çoğunu içermektedir. Hidrokarbonların kısmi yanması veya termal ayrışması karbondioksit ile sonuçlanmış ve bu karbondioksit daha sonra jeolojik sütunda marn tabakaları ile dönüşümlü olarak bitümlü kristalitlerin inorganik katmanları şeklinde yeniden oluşmuştur. Özellikle, önceki bazı yazarların (Zengin, 1956; Çiftçi vd., 2002; Karayiğit vd., 2002); Çiftçi vd., 2004; Karayiğit, 2007; Kalkan vd., 2012) belirttiği gibi fosil reçinenin veya fosilleşmiş ağaçtan gelen kara kehribarın yerinde işlenmesinin sonucu değildir.

hakkında Oltu taşı birçok makale vavınlanmıştır ve bunlardan hicbiri burada sunulan avrıntılı analitik verileri icermemektedir. Ek olarak, bu tasın olusumunu anlamak icin detaylı jeolojik saha gözlemleri yapılmıştır. Daha önce, Oltu-Erzurum bölgesindeki doğal kömürlerin ve Oltu taslarının karbonlu malzemelere benzediği ve farklı jeolojik dönemlerde çökelmiş olsalar da bu malzemelerin bu bölgede yan yana bulunmalarına dayanarak fosil bitkilerden türetildikleri iddia edilmiştir. Oltu taşı, grafit arasında turbostratik bir yapıya sahiptir ve amorf olarak ortaya çıkar. Oltu-taşının oluşumunun, termal oksidatif ayrışma süreçlerinde yaygın olan özelliklerin çoğunu içerdiği düşünülebilir. Bunun esasen tabular parçacıklar şeklinde elementel karbondan olusan bir malzeme olduğu sonucuna varılmıstır. Dolavısıvla, kuzev Oltu bölgesi birbirinden çok farklı iki karbonlu malzeme içermektedir. Bunlardan biri, doğrudan fosil organik hidrokarbonlardan türetilen Tersiver tortul birimlerindeki kömür oluşumudur. Diğeri ise karbondioksitten oluşan abiyotik kökenli Jura-Kretase flişindeki Oltu taşı oluşumudur.

Oltu taşının kimyasal ve analitik incelemeleri, kökenini gösteren ve kaynağını doğrulamak için yararlı olan birçok temel parmak verilerini ortaya koymaktadır. 97,8'lik bir LOI değeri, başlangıçtaki karbon miktarının test edilen karbon siyahı örnekleri arasında en yüksek olduğunu göstermektedir. Ayrıca, %1,57'lik SiO₂, %0,50'lik Fe₂O₃ ve %0,32'lik S olağandışı safsızlıklardır. Sr (10,5 ppm), Th (0,38 ppm), U (0,23 ppm) ve Zr (67 ppm) gibi eser elementlerin dikkate değer bolluğu, Oltu taşı için abiyotik bir kökenle tutarlıdır ve işlenmiş fosil organik malzemeden oluşumu tutarlı değildir.

Oltu taşının, X-ışını kırınımı (XRD) ile yarı-kristalin (veya sözde-kristalin veya parakristalin) bir malzeme olarak karakterize edilen ve turbostratik karbon olarak adlandırılan bir mineral olduğu öngörülmektedir. 21,5°-24° arasında gelişen 4,20 ve 3,78 Å merkezli iki yüksek pik turbostratik karbon elementine atfedilir. Ayrıca, 2.51, 2.28, 2.25 ve 2.12 Å merkezli dört küçük pik Oltu taşına özgüdür, ancak herhangi bir elemente atfedilmemiştir.

Taramalı elektron mikroskobu (SEM) görüntülerinde, iç yapıların daha ince olduğu ve mikron altı $(1,0-1,2 \mu m)$ ve üst nano boyutlu (900 nm - 1,0 μm) karbon yapı parçacıklarından ve bazı inklüzyonlardan oluştuğu görülmektedir.

Benzer partikül boyutları atomik kuvvet mikroskobunun (AFM) 3-D ve 2-D grafikleriyle doğrulanmıştır, matris bileşenlerinin tane boyutları minimum 900 nm ve maksimum 1.2 µm'lik bir boyut aralığı göstermektedir.

Oltu taşı için SMOW'a göre mil başına ortalama +39 olan oksijen izotopik değeri, nispeten yüksek silika içeriğini (ağırlıkça %1,57) açıklayabilir. Buna ek olarak, çevredeki fliş için SMOW'a göre mil başına +13,3'lük oksijen izotopik değeri, Üst Jura-Alt Kretase'de çökeldiğini göstermektedir.

Eş zamanlı diferansiyel termal ve termogravimetrik (DTA/TGA) kızdırma eğrilerinde, ana termogravimetrik ağırlık kaybı 316,5 °C'de yaklaşık %52 ve toplam ağırlık kaybı 1400 °C'de yaklaşık %57'dir. Bu sonuçlar, Oltu taşının malzeme bileşenlerinin endüstriyel uygulamalarda aşırı ısınmaya karşı nispeten daha yüksek dirence sahip olduğunu göstermektedir.

Karbonlu Oltu taşı malzemelerinin, bazı yazarlar tarafından belitildiği gibi fosil reçine veya fosilleşmiş ağaçtan türetilen karakehribar malzemesi olmadığı sonucuna varılmıstır. Turbostratik karbon malzemeler Dünyada endüstriyel kullanım için önemlidir. Oltu taşındaki *sp*³ *bağlarının sp*² *bağları ile bir arada bulunduğu* tespit edilmiştir. sp³ bağları elmas kristalleri için çekirdeklenme alanları sağlayabilir ve elmas kaplamaların biriktirilmesinin erken aşamasında çekirdeklenme oranını artırabilir.

ACKNOWLEDGEMENTS

The research was funded by Dokuz Eylül University BAP project numbered BAP.2012. KB.FEN.082. The authors is indebted to Berk Çakmakoğlu for his technical support.

ORCID

Cahit Helvacı (D https://orcid.org/0000-0002-8659-1141 Murat Hatipoğlu (D https://orcid.org/0000-0002-4345-9052 Danielle Passeri (D https://orcid.org/0000-0001-8189-1359 Neşat Konak (D https://orcid.org/0009-0005-2874-9974 (D Eyyüp Hikmet Kınacı (D https://orcid.org/0000-0002-0267-7387

REFERENCES

- Bansal, R. C. & Donnet, J. B. (1993). Carbon Black (2nd ed.). In Donnet, J. B., Bansal, R.C. & Wang, M. J. (Eds.). Marcel Dekker, New York, 206–211.
- Bertrand, P. & Weng, L.T. (1999). Carbon black surface characterization by TOF-SIMS and XPS. *Rubber Chemistry & Technology*, 72(2), 384-398.
- Bilgin, Ö., Kalkan, E. & Dilmaç, M.K. (2011). Equipments used for production and processing of Oltu-stone. *The proceedings of 3rd Mining Machinery Symposium*, May 05-06, Izmir, Turkey, (in Turkish).
- Brown, I. D. & Altermatt, D. (1985). Bond valence parameters obtained from a systematic analysis of the inorganic crystal structure database. *Acta Crystallographica B, 41*, 244-247.
- Clague, A. D. H., Donnet, J. B., Wang, T. K. & Peng, J. C. M. (1999). A comparison of diesel engine soot with carbon black. *Carbon*, 37, 1553–1565.
- Çiftçi, E., Coşkun, S. & Yalçınalp, B. (2002). Oltustone-mineralogical and physical properties. 55th Geological Congress of Turkey, Ankara, March 11–15. Proceedings Book of Abstracts (pp. 34-35).
- Çiftçi, E., Yalçın, M. G., Yalçınalp, B., Kolaylı, H. (2004). Mineralogical and physical characterization of the Oltu-stone, a gemstone occurring around Oltu (Erzurum-Eastern Turkey). *International Congress on Applied Mineralogy (ICAM 2004)*, Águas de Lindoia, *Proceedings Book of Abstracts*, (pp. 537-539). Brazil, September 19–22.
- Donnet, J. B. (1994). Fifty years of research and progress on carbon black. *Carbon*, 32, 1305-1314.
- Franklin, R. E. (1950). Influence of the bonding electrons on the scattering of X-rays by carbon. *Nature, 165,* 4185-4193.
- Gruber, T. C., Zerda, T. W. & Gerspacher, M. (1993). Three-dimensional morphology of carbon black aggregates. *Carbon*, *31*, 1209-1216.

- Gruber, T. C., Zerda, T. W. & Gerspacher, M. (1994). Raman studies of heat-treated carbon blacks. *Carbon*, 32, 1377-1384.
- Hatipoğlu, M., Ajo, D., Kibici, Y. & Passeri, D. (2012). Natural carbon black (Oltu-stone) from Turkey; a micro-Raman study. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 189(1), 97-101.
- Hatipoğlu, M., Cesaro, S. N. & Ajo, D. (2014). Comparative Fourier transform infrared investigation of Oltu-stone (natural carbon black) and jet. Spectroscopy Letters, 47, 161-167.
- Hauptman, N., Vesel, A., Ivanovski, V. & Gunde, M. K. (2012). Electrical conductivity of Carbon Black pigments. *Dyes and Pigments*, 95, 1-7.
- Herrera-Alonso, M., Abdala, A.A., McAllister, M.J., Aksay, I.A. & Prud'homme, R. K., (2007). Intercalation and stitching of graphite oxide with diaminoalkanes. *Langmuir*, 23, 10644-10649.
- Hjelm, R.P., Wampler, W. & Gerspacher, M. (2000). The structure of carbon black and its associations in elastomer composites: a study using neutron scattering. *Kautschuk Gummi Kunststoffe*, 53, 592-599.
- Hunter, F. J., Mc Donnell, J. G., Pollard, A. M., Morris, C. R. & Rowlands, C. C. (1993). The Scientific identification of archaeological jet-like artefacts. *Archaeometry*, 35(1), 68-69.
- Jawhari, T., Roid, A. & Casado, J. (1995). Raman spectroscopic characterization of some commercially available carbon black materials. *Carbon, 33*, 1561-1565.
- Kalkan, E., Bilici, Ö. & Kolaylı, H. (2012). Evaluation of Turkish black amber: A case study of Oltu (Erzurum), NE Turkey. *International Journal of Physical Sciences*, 7, 2387-2397.
- Karayiğit, A. I., Kerey, İ. E., Bozkuş, C. (2002). Depositional environments of Oligo/Miocene coal-bearing strata and coal quality from the Oltu-Balkaya basin, northeastern Turkey. *Energy Sources*, 24, 653-665.
- Karayiğit, A. I. (2007). Origin and properties of Oltu gemstone coal. *Energy Sources Part A*, 29, 1279-1284.
- Kınacı, E. H. (2013). Mineralogical and gemmological investigation and genesis of Oltu stone (Carbon Black) [Unpublished Master's Thesis]. Dokuz Eylül University Graduate School of Natural and Applied Sciences.
- Koçyigit, A., Öztürk, A., İnan, S. & Gürsoy, H. (1985). Tectonomorphology and mechanistic interpretation of the Karasu Basin (Erzurum). *Bulletin of Earth Sciences*, 2, 3-15.
- Kolodny, Y. & Epstein, S. (1976). Stable isotope geochemistry of deep-sea cherts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 1195–1209.
- Konak, N. ve Hakyemez, Y. (2008). 1/100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları Kars-G47 ve Kars-G48 Paftaları. MTA Report No: 104, (in Turkish).

- Lahaye, J. & Prado, G. (1981). Particulate Carbon Formation during Combustion. In Siegla, D. C. & Smith G.W. (Eds.). New York, Plenum Press, 35.
- Li, Z. Q., Lu, C. J., Xia, Z. P., Zhou, Y. & Luo, Z. (2007). X-ray diffraction patterns of graphite and turbostratic carbon. *Carbon*, 45, 1686-1695.
- Lin, J. H. (2002). Identification of the surface characteristics of carbon blacks by pyrolysis GC-MASS. *Carbon*, 40, 183-191.
- Probst, N. & Grivei, E. (2002). Structure and electrical properties of carbon black. *Carbon*, 40, 201-205.
- RRUFF. (2013). Database of Raman spectroscopy, X-ray diffraction and chemistry of minerals via http://rruff.info/.
- Smith, G. D. & Clark, R. J. H. (2004). Raman microscopy in archaeological science. *Journal of Archaeological Science*, 31, 1137-1160.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape. Turkey as a case study. In Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. SEMP Special Publications. 37, 227-264.
- Toprak, S. (2013). Petrographical properties of a semiprecious coaly stone, Oltu stone, from eastern Turkey. *International Journal of Coal Geology*, *120*, 95-101.
- Tuinstra, F. & Koenig, J. L. (1970). Raman spectrum of graphite. *Journal of Chemical Physics*, 53, 1126-1132.
- Ungar, T., Gubicza, J., Ribarik, G., Pantea, C. & Waldek Zerda, T. (2002). Microstructure of carbon blacks determined by X-ray diffraction profile analysis. *Carbon, 40*, 929-937.
- Ungar, T., Gubicza, J., Tichy, G., Pantea, C. & Zerda, T. W. (2005). Size and shape of crystallites and internal stresses in carbon blacks. *Composites: Part A*, 36, 431-436.
- Wang, M. J. & Wolff, S. (1993). Carbon Black (2nd ed.). In Donnet, J. B., Bansal, R. C. & Wang, M. J. (Eds.), Marcel Dekker, New York, 229–246.
- Wang, A., Han, J., Guo, L., Yu, J., Zeng, P. (1994). Database of standard Raman spectra of minerals and related inorganic crystals. *Applied Spectroscopy*, 48, 959-968.
- Yu, Z-. M., Rogelet, T. & Flodström, S., A. (1993). Diamond growth on turbostratic carbon by hot filament chemical vapor deposition. *Journal of Applied Physics*, 74, 7235-7240.
- Zengin, Y. (1956). Oltu-taşı yatakları. Bulletin of MTA (Turkey), 48, 148-149.
- Zerda, T. W., Xu, W., Zerda, A., Zhao, Y. & Von Dreele, R. B. (2000). High pressure Raman and neutron scattering study on structure of carbon black particles. *Carbon*, 38(3), 355-361.





Antalya-Çıralı (GB-Anadolu) Yöresinde Bulunan Doğalgaz Emarelerinin Kökeni ve Doğu Akdeniz Bölgesinin Jeolojik Yapısı İçindeki Konumu ve Önemi

The Origin of Natural Gas Seeps in the Antalya-Çıralı Region (SW-Anatolia) and Their Location and Importance Within the Geological Setting of the Eastern Mediterranean Region

Fuzuli Yağmurlu* 🝺

Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İsparta-Türkiye

• Geliş/Received: 29.04.2024	• Düzeltilmiş N	Aetin Geliş/Revised Manuscript Recei	ved: 05.07.2024	• Kabul/Accepted: 08.07.2024
	• Çevrimiçi Yayın/	Available online: 01.12.2024	• Baskı/Printed: 3	31.05.2025
Araştırma Makalesi/Research	Article	Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turk	tey	

Öz: Antalya-Çıralı yöresinde bulunan ve Chimaera -Yanartaş olarak bilinen doğalgaz emareleri günümüzde Doğu Akdeniz Bölgesinde bilinen en önemli hidrokarbon emarelerinden biridir. Yöredeki doğal gaz emareleri Antalya naplarının bir bileşeni olan ve ileri derecede serpantinleşmiş Tekirova peridotit napının batı bölümünde yer alır. Antalya napları Kumluca bölgesinde Beydağları kireçtaşlarının yanı sıra Kasaba-Finike havzasını dolduran Paleojen – Neojen yaşlı denizel tortulları çok katlı bindirmeli bir dokanakla üzerler.

Finike havzasını dolduran Paleojen - Neojen yaşlı tortullar yaşları Eosen ile Erken-Orta Miyosen arasında değişeni kırıntılı ve karbonatlı tortul bileşenlerinden oluşur. Miyosen istifinin en alt bölümünde yer alan Akitaniyen yaşlı karboanat kayalar, büyük bölümü ile resifal özellik gösteren kalın katmanlı mercanlı kireçtaşlarından yapılıdır. Finike yöresindeki kalınlığı 300 metreye ulaşan Akitaniyen (Erken Miyosen) yaşlı resifal kireçtaşları, yansıttıkları gözenekli doku nedeniyle mükemmel bir rezervuar kaya özelliğine sahiptir.

Finike havzasında Akitaniyen kireçtaşlarını uyumlu bir dokanakla üzerleyen Burdigaliyen yaşlı tortullar egemen olarak şeyl, karbonlu şeyl, çamurtaşı ve bunlara eşlik eden türbiditik tortullardan yapılıdır. Burdigaliyen istifinin altında bulunan ve karbonlu şeylden oluşan ince taneli tortul bileşenler, bu istifin çok iyi derecede ana kaya ve örtü kaya özelliklerine sahip olabileceğini göstermesi bakımından önemlidir.

Finike havzasını dolduran tortulların stratigrafik konum, bileşim ve doku özellikleri göz önüne alındığında, Çıralı yöresindeki doğalgaz emarelerinin daha çok allokton birimlerin altında yer alan Erken-Orta Miyosen yaşlı Paleojen - Neojen tortullarından türediğini ve biyotik kökene sahip olabileceğini belirtmek mümkündür. Diğer taraftan, Doğu Akdeniz bölgesinde günümüze dek bulunan doğal gaz yataklarının tümünün Miyosen yaşlı denizel tortul istif içinde yer almış olması, bu tezimizi destekleyen en önemli veri olarak değerlendirilebilir.

Anahtar kelimeler: Antalya-Çıralı, doğalgaz emaresi, Finike Paleojen - Neojen havzası

Abstract: Natural gas seeps known as Chimaera - Yanartas, found in the Antalya-Çıralı region, are one of the most important hydrocarbon seeps known in the Eastern Mediterranean Region. Natural gas seeps in the region are located in the western part of the highly serpentinized Tekirova peridotite nappe, which is a component of the Antalya nappes. The Antalya nappes overlie the Beydağları limestones in the Kumluca region, as well as Tertiary marine sediments filling the Finike basin, with multiple thrust contacts.

* Yazışma / Correspondence: fuzuliyagmurlu@gmail.com

Tertiary sediments filling the Finike basin consist of clastic and carbonate sedimentary components ranging in age from Eocene to Early-Middle Miocene. The Aquitanian carbonate rocks located at the bottom of the Miocene sequence are mostly composed of thick-layered coral limestones with reef characteristics. Aquitanian reefal limestones in the Finike region, with a thickness of up to 300 meters, have excellent reservoir rock properties due to their porous texture.

Burdigalian sediments, which overlie the Aquitanian limestones with a concordant contact in the Finike basin, are predominantly composed of shale, carbonaceous shale, mudstone and accompanying turbiditic sediments. The organic matter-rich sedimentary content of the Burdigalian sequence and the accompanying turbiditic components are important as they indicate that this sequence may have very good source rock and cover rock properties.

Considering the stratigraphic position, composition and texture of the sediments filling the Finike basin, it is possible that the natural gas seeps in the Çıralı region are derived from the Early-Middle Miocene Tertiary sediments located under the allochthonous units and may have biotic origin. The fact that all the natural gas deposits found in the Eastern Mediterranean region up to the present day are located in the Miocene marine sedimentary sequence can be considered as the most important data supporting this thesis.

Keywords: Antalya-Çıralı, natural gas seeps, Finike Paleogene-Neogene basin

GİRİŞ

Son yıllarda Doğu Akdeniz'de İsrail'in batısında ve Kıbrıs'ın güneyinde yer alan Levantin Havzasında ve Nil Deltası açıklarında denizel fasiyeste çökelmiş Erken ve Orta Miyosen yaşlı tortullar içinde dev boyutta yeni doğal gaz rezervleri keşfedilmiştir. Bu gelişmeden sonra Akdeniz'i çevreleyen denizel Neojen havzalarının ve bu havzalarda yer alan Erken-Orta Miyosen yaşlı kırıntılı ve karbonatlı kayaların doğal gaz potansiyeli açısından önemi daha da artmıştır. Bu durumda özellikle Anadolu'nun güneyinde ve GB-Anadolu bölgesinde ver alan Paleojen - Neojen havzalarının ve bu havzalar içinde yer alan Erken ve Orta Miyosen yaşlı karbonat kayaların ve kırıntılı tortulların doğal gaz potansiyeli açısından, ayrıntılı biçimde yeniden gözden geçirilmesi, günümüzde büyük önem arz eden konuların başında gelmektedir. Diğer taraftan GB-Anadolu'da yer alan Paleojen -Neojen havzalarının birbirleriyle olan stratigrafi ve litofasiyes ilişkilerinin ortaya çıkarılması ve bu havzaların Doğu Akdeniz Bölgesinde doğal gaz içeren diğer havzalarla korelasyonun yapılması, en önemli güncel araştırma konularının başında gelmektedir. Bu nedenle GB-Anadolu'da yer alan Paleojen - Neojen havzaları ve bunların litostratigrafi özellikleri bu çalışmada öncelikle ele alınacaktır.

GB Anadolu'da yer alan Paleojen-Neojen tortullarını ana çizgilerde karasal ve denizel olmak üzere iki farklı fasiyeste toplamak mümkündür. Karasal tortullar büyük bölümü ile Isparta Açısının kuzey bölümlerinde yaygın olmasına karşın, denizel fasiyeste çökelmiş olan tortullar daha çok Isparta Açısının güneyinde yer alan havzaları doldurmuştur. Isparta Açısının güneyinde yer alan denizel Paleojen – Neojen havzaları batıdan doğuya doğru; Kasaba-Finike, Aksu ve Manavgat havzaları olarak tanımlanmıştır. Bu havzaları çoğunlukla yaşları Erken Miyosen ile Pliyosen arasında değişen kırıntılı ve karbonatlı tortullar ile doldurulmuştur.

Önceki yıllarda GB-Anadolu>da yer alan Paleojen - Neojen havzalarının jeolojik ve sedimantolojik özellikleri, her bir havza ayrı ayrı ele alınmak suretiyle, birçok yerli ve yabancı araştırıcı tarafından araştırılmıştır. Bu araştırıcılardan Hayward (1982), Flecker vd. (2005), Glover ve Robertson (1998), Poisson vd. (2003), Koşun vd. (2009), Aksu, Manavgat ve Kasaba-Finike havzalarını dolduran Paleojen -Neojen yaşlı tortulların stratigrafi konumları ve litofasiyes özellikleri yanı sıra, bunların tektonosedimanter evrimlerini konu alan çalışmalar yapmışlardır. Diğer taraftan, Altunsoy (1999) ile Yağmurlu vd. (2007), daha çok Isparta açısı içinde yer alan Paleojen – Neojen ve öncesi kaya birimlerinin organik jeokimyasal özelliklerini ve petrol jeolojisi açısından önemlerini araştırmışlardır.

Kasaba-Finike havzasında geniş yayılım gösteren denizel fasiyeste cökelmis Paleojen -Neojen tortul istifi, alttan üste doğru, Eosen yaslı türbiditik tortullar ile bunları uyumsuz olarak üstleven Erken Miyosen (Akitaniyen) yaşlı resifal kireçtaşları ile bunların üzerine uyumlu olarak gelen Burdigaliyen (Erken Miyosen) yaşlı türbiditik tortullardan oluşur (Koşun vd., 2009). Paleojen - Neojen istifinin alt bölümünde yer alan Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşlarının kalınlığı, Isparta-Kışla Köyü yöresinde 50 m olmasına karşın, kuzeyden güneye doğru artarak, Kasaba-Finike havzasında 300 metreye dek ulaşır. Paleojen - Neojen istifi icinde ver alan Burdigaliyen yaslı türbiditik tortullar, bazı kesimlerde organik maddece zengin olabilen oldukça kalın çamurtaşı ara düzeyleri içerir. Altunsoy (1999) ve Özçelik vd. (2009), bölgede ver alan Erken Miyosen yaşlı resifal kirectasları ve denizel camurtası ve seyllerin içerdiği organik madde seviyesi bakımından orta ile iyi derecede ana kaya özelliğine sahip olduklarını vurgular. Bunun yanı sıra, Kasaba-Finike, Aksu ve Manavgat havzalarında geniş bir yayılım gösteren Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşları, gözenekli dokuları nedeniyle, denizel Paleojen - Neojen istifi içinde çok iyi derecede sayılabilecek hazne kaya özelliklerine sahiptir.

Diğer taraftan, Kemer yöresinde yapılan saha çalışmalarında, Çıralı yöresindeki doğal gaz emarelerinin Antalya naplarına ait serpantinleşmiş peridotit napı içinde yer aldığı ve bu peridotitlerin, Mesozoyik yaşlı karbonat kayaları yanı sıra, yöredeki Paleojen - Neojen tortullarını tektonik bir dokanakla üzerlediği belirlenmiştir. Benzer şekilde, Kumluca'nın doğusundaki alanlarda, Antalya naplarına ait ofiyolitlerin, yöredeki Paleojen - Neojen tortulları üzerine bindirmiş oldukları açık olarak gözlenir.

Önceki yıllarda Çıralı bölgesindeki doğal gaz oluşuklarının kökenini araştıran bazı araştırıcılar (Hoşgörmez, 2007; Hoşgörmez vd., 2008; Etiope vd., 2011), bu doğal gaz emarelerinin abiotik kökenli olduğunu ve serpantinleşmeye bağlı olarak gelişmiş olabileceğini belirtmişlerdir. Ancak, son yıllarda Doğu Akdeniz bölgesinde bulunan doğal gaz yataklarının tümü Paleojen - Neojen tortul istifi içinde yer almaktadır.

Finike Bu makalede Kaş-Kasaba, ve Kumluca yöresinde yayılım gösteren Paleojen -Neojen tortullarının stratigrafik, sedimantolojik ve organik jeokimyasal özelliklerinin irdelenmesi yanı sıra, Kemer-Çıralı yöresinde bulunan doğal gaz emarelerinin bölgesel jeolojik yapı içindeki konumu ve kökeni konusunda değerlendirmeler yapılacaktır. Paleojen - Neojen öncesi kaya birimlerinin alansal yayılımları ve yanal yöndeki kalınlık değişimleri, daha önce yörede yapılan jeolojik harita alımlarına dayanılarak ortaya konulmuştur. Diğer taraftan, bölgede ayırt edilen kaya birimlerinin stratigrafik özellikleri ile bunlar arasındaki dokanak ilişkileri, önceki araştırmaların yanı sıra, bu çalışma sırasında yapılan ayrıntılı lokal harita alımlarına ve saha gözlemlerine dayanılarak ortaya konulmuştur.

GB-ANADOLU'DA YER ALAN PALEOJEN-NEOJEN HAVZALARININ BÖLGESEL JEOLOJİK KONUMU

GB-Anadolu'da Antalya Körfezi ve çevresi ile bunun doğusunda yayılım gösteren denizel Paleojen - Neojen havzaları, batıdan doğuya doğru, Kaş-Kasaba, Finike, Aksu, Manavgat, Mut ve Adana havzaları olarak tanımlanmıştır. Kıbrıs ve Doğu Akdeniz havzalarının jeolojik özellikleri ile bunların bölgesel tektonik yapı içindeki konumları Robertson (1998), Robertson vd. (1995, 2004), Payne ve Robertson (1995), Eaton ve Robertson (2004), Boulton ve Robertson (2007), Aksu vd. (2005, 2009), Hall vd. (2005a ve 2005b) ile Hakvemez ve Toker (2010) tarafından detaylı biçimde incelenmiştir. Diğer taraftan, Manavgat, Adana ve Mut havzalarını dolduran tortulların stratigrafi özellikleri ile bunların litofasiyes dağılımları, Görür (1973), Gedik vd. (1979), Korkmaz ve Gedik, (1990), Atabey vd. (2000), İslamoğlu, (2002), Özdoğan (2004) ile İşler vd. (2005) tarafından incelenmiştir. Benzer şekilde Kas-Kasaba havzasında yer alan Miyosen tortul istifinin stratigrafi ve sedimentoloji özellikleri önceki yıllarda Hayward (1982), İslamoğlu ve Taner (2002) ile Koşun vd. (2009) tarafından incelenmiştir. Aksu havzası ile bunun kuzeyinde Kışla Köy çevresinde yer alan Paleojen - Neojen tortullarının stratigrafi konumları, Poisson vd. (2003), Flecker vd. (2005), ile Yağmurlu vd. (2007), tarafından ele alınmıştır. Diğer taraftan, Gedik vd. (1979), Korkmaz ve Gedik, (1990), Altunsoy, (1999), Özçelik vd. (2009) ve Atabey vd. (2000) gibi araştırıcılar, Aksu, Kaş-Kasaba ve Mut havzalarında yer alan Erken Miyosen yaşlı denizel karbonatların ve ince taneli kırıntılı tortulların organik jeokimyasal özelliklerini araştırmışlardır.

Paleojen - Neojen öncesi temel yükseltileri ile birbirlerinden ayrılan ve birbirleri ile bağlantılı olan bu havzalar, ana çizgilerde benzer tortul dolgu özelliği gösterirler (Şekil 1).

Şekil 1'de verilen bölgesel harita incelendiğinde, Doğu Akdeniz bölgesinde Kıbrıs adasında geniş bir yayılım gösteren Troodos ofiyolitlerinin batıda Antalya, doğuda ise Amanos ofiyolitleri ile denestirilmesi mümkündür. Buna göre, Antalya-Troodos-Amanos ofiyolitik kuşağının güneyinde yer alan Kıbrıs-Levanten Paleojen - Neojen havzasının, Kasaba-Finike havzası ile benzer konumda olduğu ve birbirleriyle bağlantılı olabileceği ortaya çıkar. Benzer şekilde, Aksu havzasının da Latakia – İskenderun havzası ile Manavgat havzasının ise Adana-Mersin havzaları ile eşleştirilmesi mümkün olacaktır. Doğu Akdeniz bölgesinde 2005 yılından beri keşfedilen yeni doğal gaz yataklarının çok büyük bölümü Kıbrıs-Levanten havzasını dolduran Paleojen - Neojen tortul istifi içinde yer almaktadır. Bu nedenle, Levanten havzasının batıda ki uzanımına karşılık gelen Kasaba-Finike havzası ile bu yörede ki Çıralı doğal gaz emarelerinin konumları büyük önem kazanmaktadır.



Şekil 1. Doğu Akdeniz Bölgesinde ve Antalya çevresinde yer alan denizel Miyosen havzalarının konumları, dağılımları ve birbirleri ile olan ilişkileri.

Figure 1. Locations, distributions and interrelationships of Miocene marine basins in the Eastern Mediterranean region and around Antalya.

Yukarıda özetlendiği gibi, şimdiye dek yörede yapılan çalışmalarda Çıralı yöresindeki doğal gaz emarelerinin çıkışlarını kontrol eden jeolojik yapılar ile allokton birimler altındaki otokton birimlerin konumları ayrıntılı biçimde ortaya konulamamıştır. Bu nedenle, sunulan bu makalede, Kasaba-Finike havzası ve Çıralı doğal gaz emarelerinin jeolojik özellikleri ayrıntılı biçimde ele alınacak ve irdelenecektir.

BÖLGESEL JEOLOJİ

Kemer-Çıralı yöresi, konum olarak Isparta Açısının batı kanadı üzerinde yer alır. Isparta Açısı daha çok Batı Torosları oluşturan dağ kuşağının Antalya Körfezi'nin kuzeyinde bükülmesi ve ters "V" oluşturması sonucu oluşmuştur. Kissel vd., (1993), paleomanyetik verileri dikkate alarak Isparta Açısının doğu kanadının Eosenden günümüze dek saatin dönüş yönünde 35-40 derecelik bir rotasyona uğradığını belirtirler. Ayni yazarlar, batı kanadının ise Miyosenden bu yana saatin tersi yönde 35-40 derecelik rotasyona uğradığını ve Isparta Açısının bugünkü konumuna ulaştığını belirtirler.

Kuzey-Güney yönünde uzanım gösteren Eğirdir-Kovada grabeni Isparta Açısını iki farklı bölüme ayırır. Eğirdir-Kovada grabeninin batısında kalan ve Beydağlarını oluşturan bölüm "batı kanat", grabenin doğusunda kalan ve Akseki-Anamas yükseltisini meydana getiren bölüm ise "doğu kanat" olarak tanımlanır (Poisson vd., 2003).

Beydağları bölgesinde, yaşları Triyas'tan Geç Kretase'ye kadar değişen otokton konumlu karbonat kaya istifi yer alır. Bu bölgede bulunan Triyas yaşlı karbonat kaya istifi altta bulunan Geç Paleozoyik (Permo-Karbonifer) yaşlı tortul istifi uyumsuz olarak üstlemektedir. Tahtalıdağ yöresinde Karbonifer yaşlı kırıntılı tortul düzeyler içinde kömürlü oluşuklar olağan olarak gözlenir (Yağmurlu vd., 2007).

Isparta Açısının doğu kanadını oluşturan Akseki Anamas istifi, ana çizgilerde Beydağları ile benzer özellikler taşımasına karşın bazı önemli litofasiyes değişimleri gösterir. Anamas bölgesinde eksiksiz olarak gözlenen Mesozoyik serisi içinde, egemen olarak kırıntılı tortullardan oluşan Liyas yaşlı karasal tortullar yaygın olarak gözlenir. Bu karasal tortullar içinde kaba taneli çakıltaşı ve kumtaşından oluşan kanal dolgular ile kömürlü ara katkılar olağan olarak gözlenir. Anamas Dağı bölgesinde yer alan Mesozoyik istifi, altta bulunan Erken Paleozoyik (Ordovisiyen) yaşlı düşük dereceli metamorfik kayaları (Sultandağı metamorfik serisi) açılı bir uyumsuzlukla üstler (Yağmurlu vd., 2007).

Isparta Açısı batıdan Likya napları, doğudan ise Beyşehir-Hoyran napı olarak isimlendirilen allokton ofiyolitik kaya birimleri tarafından sınırlanır (Şekil 2). Antalya naplarını oluşturan ofiyolitik kaya toplulukları Isparta Açısının güney bölümünde yayılım gösterir. Antalya naplarını oluşturan allokton kaya birimleri batıda Beydağları, doğuda ise Anamas-Akseki platformunu tektonik olarak üzerler (Poisson vd. 2003, Yağmurlu vd., 2007).

Önceki yıllarda bölgede çalışan araştırıcıların büyük bölümü, Likya napları ile Beyşehir – Hoyran naplarınınn Geç Eosen ile Geç Miyosen arasında kalan zaman aralığında bölgeye yerleştiğini öne sürmüşlerdir (Şenel, 1984; Dilek ve Rowland, 1993; Glover ve Robertson, 1998). Aynı araştırıcılar, Antalya naplarının yerleşimi için Geç Kretase – Erken Paleosen arasında kalan dönemi uygun görmüşlerdir.



Şekil 2. Isparta Açısı ve yakın çevresinde yayılım gösteren otokton ve allokton kaya birimleri ile Paleojen-Neojen havzalarının basitleştirilmiş jeoloji haritası üzerindeki konum ve dağılımları (Poisson vd., 2003).

Figure 2. Location and distribution of autochthonous and allochthonous rock units in the Isparta Angle and immediate surroundings, and the Paleogene-Neogene basins on a simplified geological map (Poisson et al. 2003).

Şekil 2'de görüldüğü gibi, denizel fasiyeste çökelmiş tortul bileşenler içeren Paleojen - Neojen havzaları Isparta Açısının güneyinde yayılım gösterir. Antalya'nın kuzeyinde yer alan Aksu havzasına ait denizel tortullar doğudan Aksu bindirmesi ile sınırlanır. Aksu havzasını dolduran tortullar başlıca Orta ile Geç Miyosen arasında değişen kırıntılı ve karbonatlı tortul bileşenlerden oluşur ve batıda Beydağlarını oluşturan otokton karbonat kayaları uyumsuz olarak üstler. Benzer şekilde Manavgat havzasını dolduran Paleojen -Neojen (Orta-Geç Miyosen) yaşlı tortul istif ise doğuda yer alan Anamas-Akseki platformuna ait Mesozoyik yaşlı kabonat kayaları uyumsuz olarak üstler.

Bunun yanı sıra, Likya naplarına ait allokton ofiyolitik kaya toplulukları Beydağlarının yanı sıra, Kasaba-Finike havzasını dolduran Paleojen - Neojen yaşlı otokton birimleri bindirmeli bir dokanakla üzerler. Kasaba –Finike havzasını dolduran Erken-Orta Miyosen yaşlı tortullar egemen olarak resifal kireçtaşları ile bunları üstleyen türbiditik tortullardan meydana gelir ve doğuda Beydağlarına ait Mesozoyik yaşlı otokton karbonat kayaları ile bazı kesimlerde Antalya naplarına allokton birimleri uyumsuz olarak üstler.

FİNİKE ve ÇIRALI ÇEVRESİNİN JEOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Finike – Çıralı yöresi ana çizgilerde Antalya Körfezi'nin batısında yayılım gösteren Antalya napları ile Beydağları otoktonu arasında yer alır. Şekil 3'te verilen genelleştirilmiş kesit üzerinde görüldüğü gibi, Finike, Kumluca ve Çıralı çevresinde yer alan kaya birimlerini otokton ve allokton olmak üzere iki grup içinde toplamak mümkündür. Bölgedeki otokton kaya birimleri, Mesozoyik yaşlı Beydağları karbonat istifi ile Kasaba-Finike havzasını dolduran Paleojen -Neojen yaşlı tortullardan meydana gelmektedir. Çıralı-Finike arasındaki bölgede geniş yayılım gösteren karmaşık içyapı özelliğine sahip Antalya napları, bölgenin en önemli allokton kaya topluluğunu oluşturmaktadır (Şekil 3).



Şekil 3. Kasaba-Finike Paleojen-Neojen havzasında ve Çıralı çevresinde yer alan otokton ve allokton kaya birimlerinin stratigrafi ilişkilerini ve yapısal konumlarını gösteren tektono-stratigrafik sütun kesit (Poisson, 1984; Koşun vd. 2009 ile Uslu, 2014'ten değiştirilerek).

Figure 3. Tectono-stratigraphic column section showing the stratigraphic relationships and structural settings of autochthonous and allochthonous rock units located in the Kasaba-Finike Paleogene-Neogene basin around Çıralı (Poisson, 1984, modified from Koşun et al. 2009 and Uslu, 2014.

Çıralı ile Finike arasında kalan bölgenin basitleştirilmiş jeoloji haritası ile bu bölgede yer alan kaya birimlerinin dağılımları Şekil 4'de verilmiştir. Bu harita üzerinde görüldüğü gibi, Antalya naplarına ait allokton kaya birimleri, yörede Beydağlarına ait karbonat kayaları ve Paleojen - Neojen yaşlı denizel tortulları Kumluca batısında bindirmeli bir dokanakla üzerler.

Bölgede en önemli otokton birimlerden biri olan Beydağları karbonat serisi Kumluca ile Finike arasında kalan bölgede ve Antalya Körfezinin batısında geniş yayılım gösterir. Egemen olarak neritik ve pelajik ortamda çökelmiş kireçtaşları ve dolomitlerden oluşan Beydağları serisine ait Mesozoyik yaşlı karbonat kaya istifinin kalınlığı çoğu yerde 1000 metreyi aşar. Kumluca'nın batı bölümünde Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşları Beydağı kireçtaşlarına ait karbonat kayalarını aşınmalı bir uyumsuzlukla üstler. Başlıca alttaki yaşlı birimlerden türemiş bileşenler içeren taban konglomerasına ait kırıntılı oluşuklar uyumsuzluk dokanağı boyunca olağan olarak gözlenir.

Yılmaz (1981), Antalya Körfezi'nin batısında yayılım gösteren Antalya naplarına ait kaya topluluklarını, egemen kaya bileşenlerini dikkate alarak, Alakırçay ofiyolit melanjı, Tahtalıdağ kireçtaşı napları ve Tekirova peridotit napı olmak üzere başlıca üç farklı birim içinde toplamıştır.



Şekil 4. Çıralı ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası. Cam: Alakırçay ofiyolit karmaşığı, Cb: Beydağları kireçtaşı, Ctp: Tekirova peridodit napları, Eg: Eosen türbiditik tortulları (Garipçe Fm.), Jt: Tahtalıdağ kireçtaşı napları, Tk: Akitaniyen resifal kireçtaşları (Karabayır Fm.) Tka: Burdigaliyen türbiditik tortulları (Karabayır Fm.), (Uslu 2014'ten değiştirilerek).

Figure 4. Simplified geological map of Çıralı and surroundings. Cam: Alakırçay ophiolite complex, Cb: Beydağları limestone, Ctp: Tekirova peridotite nappes, Eg: Eocene turbiditic sediments (Garipçe Fm.), Jt: Tahtalıdağ limestone nappes, Tk: Aquitanian reefal limestones (Karabayır Fm.) Tka: Burdigalian turbiditic sediments (Karabayır Fm.), (modified from Uslu 2014).

Alakırçay melanjı, egemen olarak ofiyolitik bir matriks icinde karmasık olarak bulunan cört. radvolarit, spilitik bazalt, serpantinit, gabro, türbiditik kumtaşı ve plaketli kireçtaşı bloklarından yapılıdır. Tahtalıdağ napı olarak adlandırılan karbonat kayalar, yaşları Triyas'tan Jura'ya dek değişen ve çoğunlukla katmansız ve masif olabilen kirectaşları ile bunlara eşlik eden dolomitlerden ve dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kemer ile Çıralı arasında yayılım gösteren ve Tekirova napı olarak tanımlanan allokton birim egemen olarak serpantinlesmis peridotitlerden yapılıdır. Yersel olarak sık gelişmiş ağsı şekilli manyezit damarları ve mikrogabrolardan oluşan dayklar ile kromit zuhurları peridotit napı içinde olağan olarak bulunur.

Kasaba-Finike havzasını dolduran Paleojen -Neojen yaşlı tortul istif içinde üç farklı kaya birimi ayırt edilmiştir. Bunlar yaşlıdan gence doğru; (1) Garipçe (Lutesiyen), (2) Karabayır (Akitaniyen) ve (3) Karakuştepe Formasyonlarından (Burdigaliyen) yapılıdır (Poisson, 1984; Koşun vd. 2009). Tersiyer istifi içinde bulunan bu kaya birimlerinin litostratigrafi özellikleri aşağıda özetlenmiştir.

Garipçe Formasyonu (Lutesiyen Türbiditik Tortullar)

Finike'nin kuzey bölümünde ve Kaş-Kasaba yöresinde yayılım gösteren ve egemen olarak kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan düzenli katmanlanma özelliğine sahip türbiditik sedimanter istif önceki araştırıcılar tarafından Garipçe Formasyonu şeklinde tanımlanmıştır (Poisson,1984 ve Senel,1984). Poisson vd. (2003), Isparta güneyinde Burdigaliyen yaşlı sedimanter istifi tektonik olarak üzerleyen Eosen yaşlı türbiditik tortulları "Yavuz napı" olarak isimlendirilmiştir. Öte yandan, İsparta çevresinde geniş yayılım gösteren ve başlıca kumtaşı-şeyl ardalanmasından ve eşlik eden kireçtaşı ara düzeylerinden oluşan türbiditik istif, Yağmurlu

(1994) tarafından Kayıköy Formasyonu şekinde tanımlanmıştır. Yağmurlu (1984) ile Poisson vd. (2003), İspartaçay yöresinde yayılım gösteren Eosen istifinin daha çok Lutesiyen'e (Orta Eosen) ait olabileceğini belirtmişlerdir.

Birimin yaygın bileşeni olan kumtaşları yeşilimsi ile grimsi, orta ile iri taneli, çoğunlukla düzenli katmanlı ve şeyl ve çamurtaşları ile ardalanmalıdır. Kumtaşlarında tane bileşenleri egemen olarak kaya kırıntılarından yapılıdır. Bileşen taneler yaygın olarak ofiyolitlerden ve kireçtaşlarından türemiştir. Tane derecelenmesi, tortullaşma ile yaşıt gelişen oluşuk içi breşler ve buruşuk katmanlanma yaygın olarak gözlenir.

Garipçe Formasyonu içinde bulunan olan şeyller, çoğunlukla açık yeşilimsi, yersel laminalı kumtaşı ara katmanlıdır. Kömürleşmiş bitkisel kalıntılar ve koyu grimsi renkte olabilen karbonlu çamurtaşı ara düzeyleri şeyl kesiti boyunca olağan biçimde gözlenir. Garipçe Formasyonunun çoğunlukla alt seviyelerinde bulunan kireçtaşı ara düzeyleri, genellikle grimsi ile sarımsı, orta ile kalın düzenli katmanlı, yersel nummulites sp. fosilli ve mikritik dokuludur. Çamurtaşı ve ince taneli kumtaşından oluşan ara düzeyler kireçtaşı kesiti içinde olağan olarak bulunur.

Karabayır Formasyonu (Akitaniyen Mercanlı Kireçtaşı)

Finike-Kumluca arasında ki bölgede ve Kaş-Kasaba yöresinde geniş bir alanda yayılım gösteren ve egemen olarak düzenli ve kalın katmanlı Erken Miyosen (Akitaniyen) yaşlı resifal kireçtaşlarından oluşan karbonat kaya istifi, Poisson (1984) ve Şenel (1984)'in uygun görmesi ile Karabayır Formasyonu şeklinde tanımlanmıştır. Isparta'nın güneyinde ve Ağlasun çevresinde gözlenen benzer stratigrafik konuma sahip resifal özellikteki kireçtaşları Yağmurlu (1994) ve Altunsoy (1999) tarafından "Yazır Kireçtaşı" olarak adlandırılmıştır (Şekil 4). Isparta güneyinde ve Ağlasun çevresinde başlıca grimsi ile koyu kahverengi arasında değişen, kalın düzenli katmanlı ve yaygın olarak mercanlı kireçtaşlarından oluşan birim, alttaki tüm yaşlı birimleri uyumsuz olarak üstler (Şekil 5).



Şekil 5. Karabayır Formasyonuna ait kalın katmanlı ve masif yapılı Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşlarının sahadaki görünümü.

Figure 5. Field view of the thick-layered and massive Aquitanian reefal limestones of the Karabayır Formation.

Karabayır Formasyonuna ait Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşları, Finike'nin kuzey bölgelerinde ve Kaş-Kasaba yöresinde geniş bir alan içinde yüzeyler ve bazı kesimlerdeki kalınlığı 300 metreye dek ulaşır.

Karabayır Formasyonunun ana bileşenini oluşturan resifal kireçtaşları, büyük bölümüyle bağlamtaşı ve istiftaşından yapılıdır. Çoğunlukla mercan, bivalvia, alg ve gastropodlardan oluşan fosilleşmiş organik kavkı kalıntıları daha çok mikrospar kalsitten oluşan bir matriks içinde bulunur.

Karabayır Formasyonunu oluşturan Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşları, Isparta güneyinde ve Ağlasun çevresinde (Yazır kireçtaşı) Beydağları Formasyonuna ait Kretase yaşlı kireçtaşları ile Antalya naplarına ait Triyas yaşlı pelajik tortulları transgressif olarak üstler. Elde edilen saha verileri, Isparta ve Ağlasun çevresinde en çok 50 metre kalınlık gösteren Karabayır Formasyonuna ait resifal kireçtaşlarının güneye doğru kalınlığının giderek arttığını ve Finike çevresinde 300 metreye ulaştığını gösterir. Bu durum, Akitaniyen döneminde Tetis okyanusunun kuzey bölümünde, güneye doğru tedrici olarak derinleşen, onlarca kilometre genişlikte bir şelf ortamının varlığını göstermesi bakımından önemlidir.

Karakuştepe Formasyonu (Burdigaliyen Türbiditik Tortullar)

Egemen olarak şeyl, kumtaşı ve kalkerli şeyl bileşenlerinden yapılı olan türbiditik özellikteki tortul istifi, bu çalışmada Karakuştepe Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Formasyon adı Poisson (1984) ile Şenel (1984) tarafından Kaş-Kasaba havzasında yer alan türbiditik tortullar için kullanılmıştır. Diğer taraftan Yağmurlu (1994), Isparta güneyinde benzer stratigrafi ve litoloji özellikleri gösteren tortulları Ağlasun Formasyonu olarak ayırt etmiş ve mikrofauna içeriği ve stratigrafi konumuna göre, bu birimi Burdigaliyen (Erken Miyosen) olarak yaşlandırmıştır.

Birime ait tipik görünüler Kaş-Kasaba yöresi ile Finike havzasının orta ve kuzey bölümlerinde ve Çıralı güneyinde yer alır (Şekil 4 ve 6). Karakuştepe Formasyonuna ait tortullar, alttaki Akitaniyen yaşlı denizel fasiyeste çökelmiş mercanlı kireçtaşlarını (Karabayır Formasyonuı) uyumlu ve dereceli bir dokanakla üstler. Çıralı güneyinde, Antalya naplarına ait ofiyolitik oluşuklar, Karakuştepe Formasyonunu bindirmeli bir dokanakla üstler. Diğer taraftan, Finike havzasının kuzey bölgelerinde Karakuştepe Formasyonuna ait tortullar, Likya naplarına ait başlıca ofiyolit karmaşığından oluşan allokton birimler tarafından tektonik bir dokanakla üstlenir. Bindirmeli dokanaklara ilişkin açık görünüler, Çıralı güneyinde ve Elmalı çevresinde açık olarak gözlenir.



Şekil 6. Karakuştepe Formasyonuna ait (Burdigaliyen yaşlı) kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan türbiditik tortulların arazideki görünümü.

Figure 6. Field view of turbiditic sediments consisting of sandstone-shale alternation belonging to the Karakuştepe Formation (Burdigalian age).

Karakuştepe Formasyonuna ait tipik kesit lokasyonlarında birimin alttan üste doğru; (1) şeyl-çamurtaşı ardalanması ile (2) kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan başlıca iki farklı litofasiye ayrılabileceği görülür.

Karakuştepe Formasyonunun alt bölümünde yer alan çamurtaşı ve şeyller, çoğunlukla orta ile koyu grimsi, yersel siyahımsı, ince-düzgün yarılımlı ve yersel kömürleşmiş bitki kalıntılıdır. İnce taneli kumtaşı ve bitümlü şeyl arakatmanları şeyl kesiti içinde olağan olarak gözlenir. Büyük olasılıkla Nereites iknofasiyesinde olabilen Helminthoides sp.'ye ait izfosiller şeyl seviyeleri içinde olağan biçimde gözlenir. Isparta güneyinde Kışla Köyü yöresinde kalınlığı 200 metreye ulaşan şeyl-çamurtaşı fasiyesine ait tortullar Akitaniyen yaşlı Karabayır Formasyonuna ait mercanlı kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelir. Her iki birime ait dokanakta koyu grimsi ile kahverengi arasında değişen karbonlu şeyl, çamurtaşı ve ince kumtaşından oluşan sedimanter bileşenler olağan biçimde yer alır.

Karakuştepe Formasyonun üst bölümünü oluşturan türbiditik tortullar egemen olarak kumtaşı-şeyl ardalanmasından ve bunlara eşlik eden çakıltaşı arakatkılarından oluşur. Bu birimin egemen bileşeni olan kumtaşları çoğunlukla yeşilimsi ile grimsi, orta ile kaba kırıntılı, düzenli katmanlı ve kötü boylanmalıdır. Çoğunlukla kireçtaşları ve ofiyolitlerden türemiş litik bileşenler içeren kumtaşları bileşim bakımından litarenit olarak tanımlanabilir. Dereceli tabakalanma, akıntı ve gereç izleri ile katmanların alt yüzeyinde yaygın olarak gözlenen yük kalıpları, kumtaşları içinde olağan olarak gözlenen tortul yapılardır.

PETROL JEOLOJÍSÍ

Çıralı Doğal Gaz Emarelerinin Yeri ve Dağılımı

Cıralı doğalgaz sızıntılarının varlığı antik dönemlerden bu yana Chimaera ya da Yanartaş olarak yüzlerce yıldır bilinmektedir. Çıralı doğalgaz bölgesindeki sızıntıları, Antalya naplarına ait serpantinleşmiş Tekirova peridotit kütlesinin batı kenarında bulunmaktadır. Bu yöredeki serpantinitler, Antalya naplarına ait ofiyolitik kayalar ile Tahtalıdağ kireçtaşlarının yanı sıra Paleojen - Neojen yaşlı otokton birimler üzerine bindirmektedir (Şekil 4, 7 ve 8). Doğal gaz emarelerinin bulunduğu alanda yer alan serpantinitler çoğunlukla soluk yeşilimsi, ileri derecede breşlenmiş ve makaslanmıştır. Bazı kesimlerde çok yaygın gelişmiş manyezit damarları serpantinitler içinde olağan olarak gözlenir. Yukarı da belirtildiği gibi, Çıralı yöresindeki doğal gaz sızıntıları Tekirova peridotit kütlesinin sadece batı kesiminde Yanartaş olarak bilinen lokasyonda yer almaktadır. Tekirova peridotit kütlesi içinde başka bir yerde doğal gaz emaresine rastlanmamıştır.



Şekil 7. Antalya naplarına ait Tekirova peridotit napının bölgesel yayılımı ve Çıralı doğal gaz emaresinin (Chimaera-Yanartaş) Google Earth uydu görüntüsü üzerinde ki yeri. Kırmızı çizgi Tekirova peridotit napının güney sınırını göstermektedir.

Figure 7. Regional distribution of the Tekirova peridotite nappe belonging to the Antalya nappes and the location of the Çıralı natural gas seeps (Chimaera -Yanartaş) on a Google Earth satellite image. The red line shows the southern boundary of the Tekirova peridotite nappe



Şekil 8. Çıralı-Yanartaş yöresinde günümüzde halen yanan doğal gaz emareleri ve ileri derecede breşlenmiş serpantinitlerin görünümü.

Figure 8. Seeps of natural gas still burning today in the *Çıralı-Yanartaş region and the appearance of highly brecciated serpentinites.*

Çıralı Doğal gaz emarelerinin kökeninin daha iyi anlaşılması için, yöredeki Paleojen - Neojen yaşlı kaya birimlerinin petrol jeolojisi açısından yapılan değerlendirmeleri aşağıda özetlenmiştir.

Ana Kaya Birimleri

Çıralı, Finike ve Kaş-Kasaba bölgelerinde geniş yayılım gösteren Paleojen - Neojen istifi içinde ana kaya özelliğine sahip olan organik maddece zengin birimleri ana çizgilerde üç farklı litostratigrafik birim içinde değerlendirmek mümkündür. Bunlar yaşlıdan gence doğru, (1) Eosen yaşlı türbiditik tortullardan oluşan Garipçe Formasyonu, (2) Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşlarından oluşan Karabayır Formasyonu ve (3) Erken Miyosen (Burdigaliyen) yaşlı türbiditik tortullardan oluşan Karakuştepe Formasyonu olarak sayılabilir.

Yukarıda da belirtildiği gibi, Paleojen -Neojen istifinin en alt ve en üst bölümünde yer alan türbiditik tortullar, egemen olarak şeylin egemen olduğu distal türbidititlerden meydana gelmektedir. Türbiditik istif içinde organik maddece zengin siyah şeyller olağan olarak bulunur (Şekil 9). Bunun yanı sıra, Finike havzası içindeki kalınlığı 300 metreye ulaşan Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşları, zengin fauna içeriği, gözenekli yapısı ve orta ile iyi sayılabilecek düzeyde organik madde içeriği nedeniyle (Altunsoy, 1999), hem ana kaya hem de hazne kaya özelliğine sahip bir birimdir.

Diğer taraftan, Finike havzası içinde Akitaniyen yaşlı mercanlı kireçtaşlarını uyumlu ve dereceli bir dokanakla üstleyen Burdigaliyen yaşlı türbiditik istifin (Karakuştepe Formasyonu) alt bölümünde organik maddece zengin karbonlu şeyllerin kalınlığı bazı kesimlerde 200 metreye dek ulaşır. Özçelik vd. (2009), Kasaba-Finike havzasında yer alan Karakuştepe Formasyonuna ait şeyllerin % 0,2 – 0,51 mertebesinde, Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşlarının ise % 3,47 mertebesinde toplam organik madde (TOC) içeriğine sahip olduklarını belirtirler. Bu değerlere göre, bölgede geniş yayılım gösteren Erken Miyosen yaşlı birimlerin, hidrokarbon açısından, orta ile iyi derecede ana kaya özelliklerine sahip oldukları belirtmek mümkündür.



Şekil 9. Karakuştepe Formasyonuna ait Burdigaliyen yaşlı organik maddece zengin şeyllerin sahadaki görünümü.

Figure 9. Field view of the Burdigalian organic matterrich shales belonging to the Karakuştepe Formation.

Hazne Kaya Birimleri

Finike havzasında geniş yayılım gösteren Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşları (Karabayır Formasyonu), ana kaya özelliğinin yanı sıra, Paleojen - Neojen istifi içinde yer alan en önemli hazne kaya birimini oluşturur. Alttan Eosen yaşlı türbiditik tortulların yanı sıra, üstten Burdigaliyen yaşlı türbiditik şeyller tarafından üstlenen Karabayır Formasyonuna ait resifal kireçtaşları, bölgede hidrokarbon birikimi için son derece elverişli bir stratigrafik kapan özelliğine sahip bir birimdir.

Diğer taraftan, yapılan mikroskobik incelemeler, resifal kireçtaşına ait örneklerin % 25-30 mertebesinde oldukça yüksek sayılabilecek gözenekliliğe sahip olduklarını göstermektedir Şekil 10). Organik kavkı ve iskeletleri arasında yer alan çatı gözenekliliğinin yanı sıra, tane içi, tane arası, kovuk (vuggy) ve çatlak gözenekliliği bu kireçtaşları içinde en sık rastlanan gözenek türleridir. Gözeneklerin büyük bölümü birbiri ile bağlantılı olup, yersel olarak hidrokarbon kalıntıları ile doldurulmuş olarak gözlenir.



Şekil 10. Karabayır Formasyonuna ait Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşlarının mikroskobik görünümü ve gözenekli yapısı.

Figure 10. Microscopic view and porous structure of Aquitanian reefal limestones belonging to the Karabayır Formation.

ÇIRALI GAZ EMARELERİNİN KÖKENİ

Çıralı kuzeyinde Yanartaş yöresinde (Chimaera) yer alan doğal gaz emareleri, Tekirova Peridotit napının batısında yer alan çok katlı bir ters fay zonu üzerinde yer almaktadır. Tekirova peridotitleri Yanartaş yöresinde Tahtalıdağ kireçtaşları ile Antalya naplarına ait ofiyolitik kayaları bindirmeli bir dokanakla üzerler. Doğal gaz çıkışlarının yer aldığı bu çok katlı ters fay zonu boyunca peridotitler ileri derecede ezilmis ve breşlenmişlerdir (Şekil 8). Çıralı doğal gaz emarelerinden alınan gaz örneklerinin TPAO Arge Merkezinde 2020 yılında yapılan jeokimyasal analiz sonuçları Çizelge 1'de sunulmuştur. Buna göre Çıralı gazı büyük bölümü ile metan (%83),

ve daha az oranda hidrojen (%4,8) ile azot ve oksijen bileşenlerinden yapılıdır.

Çizelge 1. Çıralı Doğal Gaz sızıntısını oluşturan bileşenlere ait jeokimyasal analiz sonuçları (TPAO Arge Merkezi, 2020).

Table 1. Geochemical analysis results for the Çıralı natural gas seep (TPAO R&D Center, 2020).

	Kimyasal Bileşenler	Çıralı Gaz Sızıntısı		
	Hidrojen (H ₂)	4,851		
(% Mol)	Argon/Oksijen (Ar/O ₂)	1,822		
	Azot (N_2)	9,607		
	Karbondioksit (CO ₂)	0,000		
	Metan (CH_4)	83,165		
	Etan (C_2H_6)	0,291		
	Propan (C_3H_8)	0,098		
	i-Bütan (i-C ₄ H ₁₀)	0,028		
	n-Bütan $(n-C_4H_{10})$	0,057		
	i-Pentan $(i-C_5H_{12})$	0,034		
	n-Pentan $(n-C_5H_{12})$	0,032		
	n -Hekzan $(n$ - $C_6H_{14})$	0,016		
Normalize Değerler (%)	Metan (CH ₄)	99,336		
	Etan (C_2H_6)	0,348		
	Propan (C_3H_8)	0,117		
	i-Bütan (i-C ₄ H ₁₀)	0,033		
	n-Bütan $(n-C_4H_{10})$	0,068		
	i-Pentan (i-C ₅ H ₁₂)	0,041		
	n-Pentan $(n-C_5H_{12})$	0,038		
	n -Hekzan $(n$ - $C_6H_{14})$	0,019		

Bölgede araştırma yapan önceki araştırıların bazıları Çıralı gaz sızıntılarının abiyotik kökenli olduğunu ve devam eden serpantinleşmenin yanı sıra, serpantinitlerle kireçtaşları arasındaki etkileşim sonucu meydana geldiğini önermişlerdir (Hoşgörmez, 2007; Hoşgörmez vd., 2008; Etioppe vd., 2011). Adı geçen yazarlar, serpantinleşme sonucu hidrojen gazının açığa çıktığını ve bu hidrojen gazının serpantinitler içinde bulunan kromit ve hematit gibi katalizörlerin etkisi altında kireçtaşlarından gelen CO_2 gazı ile birleşerek metan gazını oluşturduğunu belirtmişlerdir. Aynı yazarlar, gaz kromotografisi analizlerine dayanarak, Çıralı bölgesinde Yanartaş (Chimaera) mevkiinde yüzeyleyen doğal gazın % 65 – 93 mertebesinde metan (CH₄), % 5 – 34 mertebesinde ise azot, hidrojen ve oksijen bileşenleri içerdiğini vurgulamışlardır.

Adı geçen yazarlar Tekirova peridotit napında serpantinleşmenin hala devam ettiğini ve buna bağlı olarak gelişen abiyotik metan gazının günümüzde de oluştuğunu ve Çıralı bölgesinde yüzeylediğini belirtirler. Yazarlar, yörede forsterit ve fayalit bileşimli olivinlerin serpantinleştiğini ve bu serpantinleşme sonucu ortaya çıkan hidrojen gazının, kireçtaşlarından gelen CO_2 gazı ile birleşerek metan oluşturduğunu vurgulamışlardır.

Konunun açıklığa kavuşturulması için serpantinleşme olayı ile ilgili bazı bilgiler aşağıda özetlenmiştir.

Peridotitlerin temel yapısını oluşturan olivin mineralleri içinde, fayalit (Fe, SiO₄) ve forsterit (Mg_2SiO_4) en önemli mineral bileşenleridir. Serpantinleşme ana çizgilerde olivinlerin yapısına su ve CO, alarak serpantinit mineraline dönüşmesi ve/ veya ayrışmasıdır. Thayer (1965) ve Ramdohr, (1967), serpantinleşmenin egemen olarak okyanus ortası sırt bölgelerine yakın kesimlerde hidrotermal çözeltilerden kaynaklanan CO, ile okyanus suyunun etkisi altında geliştiğini belirtirler. Buna göre serpantinleşme olayının, büyük bölümü ile, peridotitlerin kıtasal kabuk üzerine yerleşimlerinden önce gerceklestiği öngörülebilir.

Forsteritin (magnezyum bakımından zengin olivin) egemen olduğu peridotitlerin, yapısına H_2O ve CO_2 alarak, serpantinleşmesi sonucunda, serpantinit (Mg₃Si₂O₅(OH)₄) mineralinin yanı sıra, Manyezit (MgCO₃), Magnetit (Fe₃O₄) ve Kuvars (SiO₂) oluşur. Bu konuyla ilgili tepkimeler aşağıda sunulmuştur (Thayer, 1965; Ramdohr, 1967).

 $(Fe, Mg)_2 SiO_4 (forsterit) + nH_2O + CO_2 \rightarrow Mg_3Si_2O_5$ $(OH)_4 + Fe_3O_4 + MgCO_3 + SiO_2$ Diğer taraftan fayalitin serpantinleşmesi ile ilgili tepkime aşağıda verilmiştir. Buna göre bu tepkime sonucu demir oksit ve silikanın yanı sıra hidrojen oluşmaktadır.

$$3 \text{ Fe}_2 \text{SiO}_4 \text{ (fayalite)} + 2\text{H}_2 \text{O} \rightarrow 2\text{Fe}_3 \text{O}_4 + 3\text{SiO}_2 + \text{H}_2$$

Yukarıda verilen serpantinleşme ile ilgili eşitliklerde, magnezyumca zengin olivinlerin (forsterit) serpantinite dönüşümü söz konusu olduğunda, hidrojen ve buna bağlı metan oluşumu gerçekleşmemektedir. Bu eşitliğe göre yaygın olarak MgCO₃ (manyezit) açığa çıkmaktadır.

Çıralı yöresinde doğal gaz emarelerinin bulunduğu lokasyondan çekilen bir fotoğraf Şekil 11'de verilmiştir. Buna göre Çıralı yöresinde doğal gaz emarelerinin bulunduğu alanda serpantinitler içinde çok yaygın olarak ağsı şekilli manyezit damarlarının ve damarcıklarının olduğu gözlenir. Çıralı yöresinde serpantinitler içinde manyezit damarlarının böylesine yaygın olarak gelişimi, forsterit bileşimli olivinlerin serpantinitleşmesi ile ilgili olmalıdır. Bu nedenle Çıralı yöresinde ki doğal gaz emarelerinin serpantinleşme sonucu abiyotik olarak oluşması mümkün görülmemektedir.



Şekil 11. Çıralı-Yanartaş mevkiinde breşik serpantinitler içinde çok sık gelişmiş manyezit damarlarının arazideki görünümü.

Figure 11. Field view of magnesite veins that are very densely developed within brecciated serpentinites in *Çıralı-Yanartaş*.

Coveney vd. (1987), Kansas bölgesindeki serpantinitler içinde çok düşük oranda ticari değeri olmayan hidrojen gazının varlığının tespit edildiğini, ancak metan varlığına ise rastlanmadığını belirtmişlerdir.

Zwicker vd. (2018), izotop çalışmalarına dayanarak, Chimaera bölgesinde bakteriyel sülfat indirgemesinin aktif olabileceğini ve yöredeki metan oluşumuna katkıda bulunabileceğini belirtmişlerdir.

Hoşgörmez (2007), Hoşgörmez vd. (2008) ile Etioppe vd. (2011), Çıralı yöresinde serpantinleşmenin geliştiği ortamda katalizör görevi görecek kromit ve magnetit gibi tepkime sıcaklığını düşürecek elementler bulunduğunu ve karbonat kayalar içindeki CO_2 ile birlikte kolaylıkla metan (CH_4) oluşumuna elverişli bir ortam sağlanmış olabileceğini belirtirler.

Tüm bunların yörede yanı sıra, serpantinleşmeye bağlı doğal gaz oluşumu söz konusu olması halinde 50 km2 genişliğe ulaşan Tekirova serpantinit kütlesinin başka yerlerinde de doğal gaz çıkışlarının olması beklenirdi. Ancak, yapılan saha çalışmaları sonucunda Tekirova serpantinit kütlesi üzerinde, Çıralı-Yanartaş doğal gaz emaresi dışında, başkaca bir emareye rastlanmamıştır. Bunun da ötesinde, GB-Anadolu'da Antalya napları, Likya napları ve Beyşehir-Hoyran napları içinde, Tekirova peridotit napına benzer konumda ve Tekirova'dan çok daha büyük boyutlarda olan çok sayıda peridotit napı mevcuttur. Bu peridotit naplarında kromit ve magnetit gibi, bir bölümü günümüzde işletilen, onlarca katalizör görevi görecek mineral varlığı bulunmasına karşın, bunların hiçbirinde doğal gaz varlığına rastlanmaması, Çıralı doğal gaz emaresinin abiyotik olamayacağını gösteren en önemli verilerden birisidir.

Diğer taraftan, Hoşgörmez (2007) ile Hoşgörmez vd. (2008) ve Etiope vd. (2011), metan oluşumu için gerekli olan CO₂'in karbonat kayalardan gelebileceğini belirtmişlerdir. Buna karşın, karbonat kayaların normal atmosferik koşullarda CO, salınımı yapan bir kaya grubu bilinmektedir. Karbonat kayaların olmadığı dolomitler) bilesimindeki (kirectası ve CO₂'in serbest hale gelebilmesi ve yapısının bozunması için en az 900 °C lik bir sıcaklığa ihtiyaç bulunmaktadır. Çıralı bölgesine ait saha verileri, Antalya napları ve kireştaşları içinde böylesine genç bir volkanik-mağmatik etkinliğin ya da hidrotermal faaliyetin bulunmadığını göstermektedir. Kısacası, yazarların belirttiği gibi, normal koşullarda kireçtaşlarından CO₂'in serbest hale gelerek, serpantinit içindeki ortama gelmesi ve hidrojen gazı ile birleserek metan olusturması mümkün görünmemektedir.

Bölgesel verilerin yanı sıra Çıralı yöresine ait saha verileri, bir bütün olarak değerlendirildiğinde, Çıralı doğal gaz emarelerinin tümüyle biyotik kökenli olduğunu ve çok büyük olasılıkla, Tekirova napına ait serpantinitlerin altında bulunan Paleojen - Neojen (Akitaniyen ve Burdigaliyen) yaşlı birimlerden türemiş olabileceğini belirtmek mümkündür.

Çıralı bölgesinde alttaki Paleojen - Neojen tortullarını tektonik olarak üzerleyen Tekirova peridotit napı, büyük olasılıkla yörede allokton bir örtü kaya konumuna sahip bir birimdir. Bu nedenle, serpantinleşmiş peridotitler içinde yer alan doğal gazın kökeni için, serpantinitlerin altında yer alan otokton konuma sahip Paleojen - Neojen tortullarının öngörülmesi daha uygun olacaktır. Diğer taraftan, bölgedeki Paleojen - Neojen tortullarının TOC analiz sonuçları (Altunsoy, 1999, Özçelik vd., 2009), bu bölgedeki doğal gaz emarelerinin çok büyük bir bölümü ile Akitaniyen ve Burdigaliyen yaşlı ana kayalardan türeyebileceğini ve biyotik kökenli olabileceğini göstermesi bakımından önemlidir.

ÇIRALI GAZ EMARELERİNİN JEOLOJİK KONUMU

Çıralı yöresinde Yanartaş Mevkiinde (Chimaera) ver alan doğal gaz emarelerinin jeolojik konumları Şekil 12'de verilen jeolojik enine kesit üzerinde açık olarak gösterilmiştir. Bu şekil üzerinde görüldüğü gibi, Tekirova peridotit kütlesi ve buna eşlik eden Tahtalıdağ birimine ait karbonat kayalar, çok katlı bindirmelere bağlı olarak alttaki otokton konumlu Paleojen - Neojen tortullarını tektonik olarak üzerler. Yöredeki çok katlı bindirmeler, altta bulunan Paleojen - Neojen yaşlı otokton kıvrımlanmasına ve hidrokarbon birimlerin birikimine elverişli kapanların oluşumuna yol açmış olmalıdır. Yöredeki doğal gaz emareleri, serpantinitler içinde gelişen ve alttaki otokton konumlu Paleojen - Neojen vaslı birimleri etkileyen, ters faylara bağlı olarak yüzeylemiş olmalıdır (Yağmurlu vd., 2019). Büyük olasılıkla, allokton konumlu serpantinit örtüsü altında yer alan ve Paleojen - Neojen yaşlı birimlerden (Akitaniyen yaşlı mercanlı kireçtaşları) türeyen doğal gaz, yöredeki serpantinitleri etkileyen bu ters fay boyunca yükselerek yüzeylemiştir. Diğer taraftan, Şekil 2 ve 4'te verilen bölgesel jeoloji haritaları üzerinde görüldüğü gibi, Beydağları yöresindeki otokton birimler ile Antalya naplarını birbirinden ayıran KKB- uzanımlı çok katlı bindirmeli dokanaklar ve bununla ilişkili tektonik yapıların Çıralının güney bölümünde deniz altında da devam etmesi ve buna bağlı olarak çamur volkanlarının ve gaz emarelerinin deniz tabanında da bulunması beklenmelidir.



Şekil 12. Çıralı yöresinde yer alan otokton ve allokton kaya birimlerinin jeolojik konumu ve yeraltı yapısı ile birlikte doğal gaz emarelerinin oluşum şeklini gösteren şematik jeolojik enine kesit.

Figure 12. Schematic geological cross-section showing the geological setting and underground structure of the autochthonous and allochthonous rock units in the Çıralı area, as well as the formation of natural gas seeps.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Son yıllarda Doğu Akdeniz'de denizel fasiyeste çökelmiş Erken ve Orta Miyosen yaşlı tortullar içinde dev boyutta yeni doğal gaz rezervleri keşfedilmiştir. Bu keşiflerden sonra Akdeniz'i çevreleyen denizel Neojen havzalarının ve bu havzalarda yer alan Erken-Orta Miyosen yaşlı kırıntılı ve karbonatlı kayaların doğal gaz potansiyeli açısından önemi daha da artmıştır. Bu durum özellikle Anadolu'nun güneyinde ve GB-Anadolu bölgesinde yer alan Paleojen - Neojen havzalarının ve bu havzalar içinde yer alan Erken ve Orta Miyosen yaşlı karbonat kayaların ve kırıntılı tortulların doğal gaz potansiyeli açısından, ayrıntılı biçimde yeniden gözden geçirilmesini gerekli kılmıştır.

Antalya'nın yaklaşık 50 km güneybatısında yer alan Çıralı doğal gaz emaresi Doğu Akdeniz bölgesinin en önemli hidrokarbon emarelerinden biridir. Son yıllarda Doğu Akdeniz'de yapılan büyük gaz keşiflerinden sonra, Çıralı doğal gaz emaresinin jeolojik konumu ve kökenin ortaya çıkarılması büyük önem kazanmıştır.

Kasaba-Finike havzası içindeki kalınlığı 300 metreye ulaşan Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşları (Karabayır Formasyonu), zengin fauna içeriği, gözenekli yapısı ve orta ile iyi sayılabilecek düzeyde organik madde içeriği nedeniyle, hidrokarbon açısından hem ana kaya hem de hazne kaya özelliğine sahip bir birimdir.

Kasaba-Finike havzası içinde mercanlı kireçtaşlarını uyumlu olarak üstleyen Burdigaliyen yaşlı Karakuştepe Formasyonun alt bölümünde yer alan organik maddece zengin karbonlu şeyller %0,2 – 0,51 mertebesinde, Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşları ise %3,47 mertebesinde toplam organik madde (TOC) içeriğine sahiptir. Buna değerlere göre, Finike havzasında geniş yayılım gösteren Erken Miyosen yaşlı birimlerin, hidrokarbon açısından, orta ile iyi derecede ana kaya özelliklerine sahip oldukları belirtmek mümkündür.

Antalya-Çıralı yöresinde yer alan ve binlerce yıldır yanan doğal gaz emareleri serpantinleşmiş Tekirova peridotit kütlesinin batısında yüzeylemektedir. Tekirova peridotitleri (ve /veya serpantinitleri) Kemer ile Çıralı arasında 10 km uzunluğa ve 5 km genişliğe sahip olan ve yaklaşık 50 km² genişliğe ulaşan dev büyüklükte bir allokton bir kütledir. Günümüzde tümüyle serpantinleşmiş olan Tekirova peridotit kütlesi aynı zamanda bölgede Antalya naplarına ait en önemli allokton kaya birimlerinden biridir. Antalya napları egemen olarak ofiyolitik bir matriks içinde gömülü olarak bulunan serpantinit, diyabaz, gabro, tabakalı çört, plaketli kireçtaşı ve neritik kireçtaşı blokları ve/veya olistolitleri içeren ve karmaşık içyapı özelliğine sahip, melanj benzeri, bir kaya topluluğudur.

Yörenin jeolojik yapısı dikkatli bir biçimde incelendiğinde, Tekirova peridotitlerinin (ve/veya serpantinitlerinin) çoğu yerde Antalya naplarına ait kaya birimlerini (tabakalı çört, diyabaz ve plaketli kireçtaşı) bindirmeli bir dokanakla üstledikleri gözlenir. Diğer taraftan, Tekirova peridotitleri (ve/veya serpantinitlerinin) Olimpos-Çıralı bölgesinde, Antalya napları içinde yer alan ve Tahtalıdağ naplarına ait neritik kireçtaşlarından oluşan karbonat kaya kütlelerinin yanı sıra, Burdigaliyen (Erken Miyosen) yaşlı türbiditik tortulların (Karakuştepe Formasyonu) üzerine bindirmiş olduğu gözlenir.

Tekirova naplarına ait serpantinleşmiş peridotitler içinde yer alan doğal gaz emareleri, büyük bölümüyle metan bileşimlidir. Yörede calısan bazı araştırıcılar, serpantinleşmenin günümüzde karasal ortamda ve atmosferik koşullar altında halen devam ettiğini belirtirler. Ayni yazarlar, yörede serpantinleşme sonucu hidrojen gazının açığa çıktığını ve bu hidrojen gazının serpantinitler içinde bulunan kromit ve hematit gibi katalizörlerin etkisi altında kireçtaşlarından gelen CO, gazı ile birleşerek metan gazını oluşturduğunu belirtmişlerdir. Önceki araştırıcıların çoğu bu yöredeki doğal gaz oluşuklarının büyük bölümü ile abiyotik kökenli olduklarını ve serpantinitler ile çevreleyen karbonatlı kayaların etkileşimi sonucu oluştuklarını ileri sürmüşlerdir.

Ancak karbonat kayaların normal atmosferik koşullarda CO_2 salınımı yapan bir kaya grubu olmadığı bilinmektedir. Diğer taraftan bölgeye ait saha verileri, Antalya napları yanı sıra Tahtalıdağ ve Beydağ kireçtaşlarını etkileyen genç bir volkanikmağmatik etkinliğin ya da hidrotermal faaliyetin bölgede bulunmadığını göstermektedir. Kısacası, normal atmosferik koşullarda kireçtaşlarından CO_2 'in serbest hale gelerek, serpantinit içindeki ortama gelmesi ve hidrojen gazı ile birleşerek metan oluşturması mümkün görünmemektedir.

Buna karşın, GB-Anadolu'nun değişik yörelerinde Antalya, Likya ve Beyşehir-Hoyran napları içinde, kireçtaşları ile dokanak halinde olabilen, bircok serpantinitlesmis peridotit napı yer almaktadır. Bunun yanı sıra, bu serpantinleşmiş peridotit napları içinde, Tekirova napına benzer sekilde, katalizör olabilecek onlarca kromit, magnetit ve hematit zuhurları bulunmaktadır. Ancak bu napların hiçbirinde bu tür doğal gaz emarelerine rastlanmamıştır. Bu nedenle, Cıralı yöresindeki doğal gaz emareler için, abiyotik köken yerine, biyotik bir köken kaynağı aramak daha doğru bir yaklaşım olacaktır. Diğer taraftan, Çıralı bölgesinin jeolojik yapısı ayrıntılı biçimde incelendiğinde, bu bölgede doğal gaz emarelerini içinde bulunduran Tekirova peridodit naplarının altta bulunan organik maddece zengin sayılabilecek Paleojen - Neojen yaşlı birimler üzerine bindirmeli bir dokanakla geldiği gözlenir. Bu nedenle, Çıralı bölgesinde peridotitler içinde bulunan ve büyük olasılıkla biyotik kökenli olan doğal gaz emarelerinin kaynağı için, serpantinleşmiş peridotitlerin altında bulunan organik maddece zengin Paleojen - Neojen yaşlı (Eosen-Erken Miyosen) birimlerin dikkate alınması daha doğru olacaktır.

EXTENDED SUMMARY

In recent years, large new natural gas reserves have been discovered in Early and Middle Miocene sedimentary sequences deposited in marine facies in the Eastern Mediterranean. After these discoveries, the importance of the marine Paleogene-Neogen basins surrounding the Eastern Mediterranean and the Early-Middle Miocene clastic and carbonate rocks in these basins has increased even more in terms of natural gas potential. This situation necessitated a detailed review of the Paleogene-Neogene basins, especially in the south of Anatolia and the SW-Anatolia region, and the Early and Middle Miocene carbonate rocks and clastic sediments within these basins, in terms of natural gas potential.

Most of the giant new hydrocarbon resources discovered after 2005, mostly in the southern region of Cyprus, are located within the Paleogene-Neogene sedimentary sequence filling the Cyprus-Levantine basin. The Cyprus-Levantine basin is located south of the Antalya-Troodos-Amanos ophiolite belt. For this reason, the geological locations of the Kasaba-Finike basin, which corresponds to the western extension of the Levantine basin, and the Çıralı natural gas evidence of natural gas from Çıralı in this region, have great importance in terms of the natural gas potential of the region.

It is possible to categorize the Paleogene-Neogen sediments in SW Anatolia into two different facies: terrestrial and marine. Although terrestrial sediments are mostly common in the northern parts of the Isparta Angle, sediments deposited in marine facies mostly fill the basins located south of the Isparta Angle. Marine Paleogene-Neogene basins located south of the Isparta Angle, were defined from west to east as the Kasaba-Finike, Aksu and Manavgat basins. These basins are mostly filled with clastic and carbonate sediments ranging in age from Early Miocene to Pliocene, accompanied by Messinian evaporites.

The Aquitanian reefal limestones (Karabayır Formation), with a thickness of up to 300 meters in the Kasaba-Finike basin, has the characteristics of both a host rock and a reservoir rock in terms of hydrocarbons, due to rich faunal content, porous structure and moderate to good organic matter content.

The organic matter-rich carbonaceous shales located in the lower part of the Burdigalian

Karakuştepe Formation, which conformably overlies the coral limestones in the Kasaba-Finike basin, have a total organic matter (TOC) content of 0.2 - 0.51%, while the Aquitanian reef limestones have a total organic matter (TOC) content of 3.47%. According to these values, it is possible that the Early Miocene units, which are widely distributed in the Finike basin, have moderate to good source rock characteristics in terms of hydrocarbons.

Located approximately 50 km southwest of Antalya, the Cirali natural gas seep is one of the most important hydrocarbon seeps in the Eastern Mediterranean region. Natural gas seeps in the Cıralı-Yanartaş area are located on the western edge of the serpentinized Tekirova peridotite mass belonging to the Antalya nappes. The serpentinites in this region overlie the ophiolitic rocks of the Antalya nappes, Tahtalıdağ limestones and Paleogene-Neogene autochthonous units with a thrust contact. Serpentinites in the area where natural gas seeps are found are mostly pale greenish, highly brecciated and sheared. In some areas, very widespread magnesite veins are normally observed within serpentinites. Apart from the location known as Yanartas, no seeps of natural gas have been found anywhere else within the Tekirova peridotite mass.

The results of geochemical analysis performed at TPAO R&D Center for gas samples taken from the Çıralı natural gas seeps are presented in Table 1. Accordingly, Çıralı gas consists mostly of methane (83%), and to a lesser extent hydrogen (4.8%), nitrogen (9.6%) and oxygen (1.8%).

Some previous studies investigating the formation of Çıralı gas have argued that Çıralı gas seeps have abiotic origin and occur as a result of the interaction between serpentinites and limestones (Hoşgörmez, 2006; Hoşgörmez et al., 2005, 2008; Etioppe et al., 2011). According to these authors, the serpentinization process in the Tekirova peridotite nappe continues today under atmospheric conditions and the resulting abiotic methane gas surfaces in the Çıralı region. These authors stated that hydrogen gas was released as a result of serpentinization in the Çıralı region, and that this hydrogen gas combined with CO_2 gas coming from the limestones forms methane gas under the influence of catalysts such as chromite and hematite in the serpentinites.

However, it is known that carbonate rocks are not a rock group that releases CO_2 under normal atmospheric conditions. Field data from the region show that there is no young volcanicmagmatic formation or hydrothermal activity in the region affecting the Tahtalıdağ and Beydağ limestones as well as the Antalya nappes. In short, as stated by the authors, it does not seem possible for CO_2 to be released from limestones under normal atmospheric conditions, to enter into the environment within the serpentinite, and to combine with hydrogen gas to form methane.

There are many serpentinitized peridotite nappes, which may be in contact with limestones, within the Antalya, Lycia and Beyşehir-Hoyran nappes in various regions of SW-Anatolia. In addition, there are dozens of chromite, magnetite and hematite occurrences that may be catalysts within these serpentinized peridotite nappes, similar to the Tekirova nappe. However, no similar seeps of natural gas have been found in any of these nappes. Therefore, it would be a more accurate approach to look for a biotic form and source for natural gas formation in the *Çıralı* region, rather than an abiotic form. When the geological map of the Cirali area and its immediate surroundings is examined in detail, the Tekirova peridotite nappe in this region has a thrust contact with the underlying Paleogene-Neogene units (Karakuş and Karabayır Formations). Therefore, it would be a better option to consider the organic matter-rich Paleogene-Neogen (Aquitanian and Burdigalian) units beneath the serpentinized peridotites as the source of gas seeps found within peridotites in the Çıralı area, which most likely have biotic origin.

KATKI BELİRTME

Çıralı doğal gaz numuneleri sahadan TPAO elemanları tarafından derlenmiştir. Alınan gaz örneklerinin jeokimyasal analizleri 2020 yılında TPAO Arge Merkezinde yapılmıştır. Çıralı doğal gazına ait analiz sonuçlarını benimle paylaşma imkânı sağlayan TPAO yetkililerine teşekkür ederim.

ORCID

Fuzuli Yağmurlu (D) https://orcid.org/0000-0002-0638-0265

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Aksu, A. E., Calon, T. J. & Hall, J. (2005). The Cilicia-Adana basin complex, Eastern Mediterranean: Neo gene evolution of an active fore-arc basin in an obliquely convergent margin. *Marine Geology*, 221, 121-159.
- Aksu, A. E., Hall, J. & Yaltirak, C. (2009). Miocene-Recent evolution of Anaximander Mountains and Finike Basin at the junction of Hellenic and Cyprus Arcs, eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 258, 24-47. https://doi.org/10.1016/j. margeo.2008.04.008
- Altunsoy, M. (1999). Isparta güneyinde yer alan Miyosen yaşlı Yazır Kireçtaşlarının organik jeokimyasal özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 42(2), 51-62. https://www.jmo.org.tr/resimler/ ekler/429429bf1f2af05 ek.pdf
- Atabey, E., Atabey, N., Hakyemez, A., Islamoğlu, Y., Sözeri, Ş., Özçelik, N., Saraç, G., Ünay, E. ve Babayiğit, S. (2000). Mut – Karaman arası Miyosen havzasının litostratigrafisi ve sedimantolojisi (Orta Toroslar). *Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 122*, 53-72.
- Boulton, S. J. & Robertson, A. H. F. (2007). The Miocene of the Hatay area, S Turkey: Transition from the Arabian passive margin to an underfilled foreland basin related to closure of the Southern Neotethys Ocean. *Sedimentary Geology*, 198, 93-124.
- Coveney, R. M. Jr., Goebel, E. D., Zeller, E. J., Dreschhoff, G. A. M. & Angino, E. E. (1987).

Serpentinization and the origin of hydrogen gas in Kansas. *AAPG Bulletin*, 7(1), 39-48. https://doi.org/10.1306/94886D3F-1704-11D7-8645000102C1865D

- Dilek, Y. & Rowland, J. (1993). Evolution of conjugate passive margin pairs in Mesozoic southern Turkey. *Tectonics*, 12, 954-970.
- Eatons, S. & Robertson, A.H.F. (1993). The miocene Pakhna Formation, southern Cyprus and its relationship to the neogene tectonic evolution of the eastern mediterranean. *Sedimentary Geology*, *86*, 273-296.
- Etiope, G., Schoell, M. & Hoşgörmez, H. (2011). Abiotic methane flux from the Chimaera seep and Tekirova ophiolites (Turkey): Understanding gas exhalations from low serpantinization and implications for Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, *310*, (1-2), 96-104. https://doi. org/10.1016/j.epsl.2011.08.001
- Flecker, R., Poisson A. & Robertson, A. H. F. (2005). Facies and palaeogeographic evidence for the Miocene evolution of the Isparta Angle in its regional eastern Mediterranean context. *Sedimentary Geology*, 173, 277-314.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R. (1979). Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22(1), 7-26. https://www.jmo.org.tr/resimler/ ekler/76768aa37f2616b_ek.pdf
- Glover, C. & Robertson, A. H. F. (1998). Neogene intersection of the Aegean and Cyprus arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 298, 103-132.
- Görür, N. (1973). Karaisalı Kireçtaşını (Miyosen) Sedimantolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22(2), 227-232. https://www.jmo.org.tr/resimler/ ekler/55632e7cf364a75_ek.pdf
- Hakyemez, A. & Toker V. (2010). Planktonic foraminiferal biostratigraphy from the sedimentary cover of Troodos Massif, Northern Cyprus: Remarks on Aquitanian-Langhian biozonation. *Stratigraphy*, 7, 33-59.
- Hall, J., Aksu, A.E. & Calon, T.J. (2005a). Varying tectonic control on basin development at an active microplate margin: Latakia Basin, Eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 221, 15-60.

- Hall, J., Calon, T. J. & Aksu, A. E. (2005b). Structural evolution of the Latakia Ridge and Cyprus Basin at the front of the Cyprus Arc, Eastern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, *221*, 261-297.
- Hayward, A. (1982). Türkiye'nin Güneybatısındaki Bey Dağları ve Susuz Dağ Masiflerinde Miyosen yaşlı kırıntılı tortulların stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 25(2), 81 – 89. https://www.jmo. org.tr/resimler/ekler/5aa1bb87e877aef ek.pdf
- Hoşgörmez, H. (2007). Origin of the natural gas seep of Çirali (Chimaera), Turkey: Site of the first Olimpic fire. *Journal of Asian Earth Sciences*, *30*, 131-141.
- Hoşgörmez, H., Etiope, G. & Yalçın, N. (2008). New evidence for a mixed inorganic and organic origin the olimpic Chimaera fire (Turkey): a large onshore seepage of abiogenic gas. *Geofluids*, 8, 263-273. https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2008.00226.x
- İslamoğlu, Y. ve Taner, G. (2002). Kasaba Miyosen havzasında Uçarsu ve Kasaba formasyonlarının mollusk faunası ve stratigrafisi (Batı Toroslar, GB Türkiye). *MTA Dergisi, 125*, 31-57
- İslamoğlu, Y. (2002). Antalya Miyosen havzasının mollusk faunası ile stratigrafisi (Batı- Orta Toroslar, GB Türkiye). *MTA Dergisi, 123-124*, 27-58
- Isler, F. I., Aksu, A. E., Hall, J., Calon, T. J. & Yaşar, D. (2005). Neogene development of the Antalya Basin, Eastern Mediterranean: An active forearc basin adjacent to an arc junction. *Marine Geology*, 221, 299-330
- Kissel, C., Averbuch, O., Lamottle, D., Monod, O. & Allerton, S. (1993). First paleomagnetic avidence for a post-Eocene clockwise rotation of the western thrust belt east of the Isparta reentrand (SW Turkey). *Earth and Planetary Science Letters*, 117(1-2), 1-14.
- Korkmaz, S. ve Gedik, A. (1990). Mut Ermenek -Silifke (Konya - Mersin) havzasında ana kaya fasiyesi ve petrol oluşumunun organik jeokimyasal yöntemlerle incelenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 33(1), 29-38. https://www.jmo.org.tr/resimler/ ekler/007714e6118ca12_ek.pdf
- Koşun, E., Poisson, A., Ciner, A., Wernli, R. & Monod, O. (2009). Syn-tectonic sedimentary evolution of the Miocene Catallar Basin, southwestern Turkey.

Journal of Asian Earth Sciences, *34*(3), 466-479. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.07.005

- Özçelik, O., Altunsoy, M. & Acar, F. (2009). Organic geochemical characteristics of the Miocene Lycian Basin, western Taurides, Turkey. *International Geology Review*, 51(1), 77-93. https://doi. org/10.1080/00206810802614614
- Özdogan, M. (2004). Çevrimsel dizilime bir örnek: Mut havzasının Miyosen stratigrafisi, Adana havzası ile ilişkisi ve paleocoğrafik gelişimi. *Yerbilimleri*, 29, 77-95.
- Payne, A. S. & Robertson, A. H. F. (1995). Neogene supra-subduction zone extension in the Polis Graben system, West Cyprus. *Journal of the Geological Society*, 152, 613-628.
- Poisson, A. (1984). The extension of the Ionian trough into southwestern Turkey. In Dixon, J. E. & Robertson, A.H.F. (Eds.), *The geological evolution* of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Publ. 17, 241- 250.
- Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M. & Şentürk, M. (2003). New insights on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle (SW-Turkey). *Geological Journal*, 38, 257-282. https://doi.org/10.1002/gj.955
- Ramdohr, P., 1967. A widespread mineral association connected with serpentinization. *Nenes Jahrbuch für Mineralogie*, 107, 241-265.
- Robertson, A. H. F. (1998). Tectonic evolution of Cyprus in its eastern most Mediterranean setting. *Third International Conference On The Geology Of the Eastern Mediterranean. Proceedings*, 11-44.
- Robertson, A. H. F., Eatons, S. & Follows, E. J. (1995). Depositional processes and basin analysis of Messinian evaporites in *Cyprus. Terra Nova*, 7, 233-253
- Robertson, A., Unlugenc, O. C. & Inan, N. (2004). The Misis-Andirin complex: a Mid-Tertiary melange related to late-stage subduction of the southern Neotethys in S Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences, 22*, 413-453

- Şenel, M. (1984). Discussion of the Antalya nappes. In Tekeli, O. & Göncüoğlu M. C. (Eds.), *Geology of Taurus belt. Proceedings*, 41-51
- Thayer, T. P. (1965). Serpentinization considered as constant-volume metasomatic process. *American Minerologist, 51,* 685-710.
- Uslu, M. (2014). *Kumluca (Antalya) kuzeyinde yer alan* ofiyolit topluluğunun jeolojik konumu ve ekonomik potansiyeli [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. S. Demirel Üniv., Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Veen, J. H., Woodside, J. M. & Zitter, T. A. C. (2004). Neotectonic evolution of the Anaximander Mountains at the junction of the Hellenic and Cyprus arcs. *Tectonophysics*, 391, 35-65
- Yağmurlu, F. (1994). Isparta güneyinde yer alan Paleojen-Neojen yaşlı türbiditik birimlerin fasiyes özellikleri. *Geosound-Yerbilimleri Dergisi*, 24, 17-28.
- Yağmurlu, F., Poisson, A., Bozcu, A. ve Şentürk, M. (2007). Isparta Açısının tektonostratigrafik özellikleri ve petrol jeolojisi açısından irdelenmesi. *Türkiye* Petrol Jeologları Derneği (TPJD) *Bülteni*, 19, 23-34.
- Yağmurlu, F., Tagliasacchi, E. & Şentürk, M. (2019). The Significant Hydrocarbon Seepages in the Eastern Mediterranean Region: Çıralı (Chimera) Natural Gas Potential, Kemer-Antalya, SW-Turkey. In Günday, A., Pehlivan E. & Minaz, M. R. (Eds.), Engineering Research Papers, 45-63.
- Yılmaz, P. O. (1981). Geology of the Antalya complex, SW Turkey [Ph. D. Thesis]. University of Texas at Austin.
- Zwicker, J., Birgel, D., Bach, W., Richoz, S., Smrzka, D., Grasemann, B., Gier, S., Schleper C., Rittmann, S.K. M.R., Koşun, E. & Peckmann J. (2018). Evidence for archaeal methanogenesis within veins at the onshore serpentinite-hosted Chimaera seeps, Turkey. *Chemical Geology*, 483, 567-580. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.027





Mansuroğlu Mahallesi (Bayraklı-İzmir) Alüvyonel Zeminlerin Sıvılaşma Potansiyeli

Liquefaction Potential of Alluvial Soils in Mansuroglu District (Bayrakli-Izmir)

Ekin Kıran^{1, *}, Cem Kıncal^{1,2}

¹ Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Müh. Anabilim Dalı, Tınaztepe Kampüsü, Buca-İzmir ² Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Tınaztepe Kampüsü, Buca-İzmir

• Geliş/Received: 18.03.2024	Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Receive	d: 11.05.2024	• Kabul/Accepted: 13.05.2024
	Çevrimiçi Yayın/Available online: 01.12.2024	• Baskı/Printed: 3	1.05.2025
Araştırma Makalesi/Research	Article Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey	,	

Öz: Sisam Depremi, Yunanistan Sisam Adası'nda Seferihisar Merkezine 23 km mesafede meydana gelmiştir. AFAD (2020) kayıtlarına göre 16 sn devam eden 6,6 moment büyüklüğündeki depremin etkisi çevre illerde hissedilmesine karşın en büyük etkiyi merkeze 60 km mesafedeki Bornova Ovasında (İzmir) göstermiştir. Deprem sonucunda 117 kişi hayatını kaybederken, 1.034 kişi yaralı olarak kurtulmuştur. Yıkılan bina sayısının ve kayıp insanların en fazla olduğu yer Bayraklı İlçesine bağlı Mansuroğlu Mahallesidir. Depremin sonuçları değerlendirildiğinde, üzerinde yapılan binanın kalitesinin yanında inşaa edildiği alanın jeoteknik özelliklerinin de binanın güvenliğinde büyük önem arz ettiği görülmüştür. Bu çalışmada, Bayraklı İlçesi Mansuroğlu Mahallesi'nin sıvılaşma etkileri bölgede yapılmış olan sondaj verileri üzerinden değerlendirilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Bayraklı (İzmir), Mansuroğlu mahallesi, sıvılaşma, Sisam Depremi, sondaj.

Abstract: The Sisam Earthquake occurred near the island of Samos, Greece, which is 23 km from Seferihisar town centre. According to AFAD (2020) records, the earthquake, recorded over 16 s, was felt in many surrounding areas but mostly on Bornova Plain. After the earthquake, 117 people died and 1034 people were injured. The highest number of demolished buildings and highest deaths were recorded in the Mansuroglu district of Bayrakli town. When evaluating the outcome of the earthquake, the geotechnical properties of the region where buildings are constructed is important, in addition to the quality of construction. In this study, the liquefaction effects in Mansuroglu district in Bayrakli were analysed based upon the results of drilling, made in the same region.

Keywords: Bayrakli (İzmir), drilling, , liquefaction, Mansuroglu Mahallesi, Sisam Earthquake.

GİRİŞ

Yıllardır artan nüfus yoğunluğu, kırsaldan kente göç, sanayileşme, artan ekonomik problemler sebebiyle ülke gündeminde olan kentleşme ve beraberinde gelen denetimde ve planlamadaki yetersizlik sebebiyle kontrolsüz yapılaşma giderek artmaktadır. Özellikle gerekli raporlamalar yapılmadan yürütülen kentsel dönüşüm sonucunda değerli zirai alanları, sulama alanları ve kıyı alanları yapılaşmaya açılarak doğal afetler karşısında dirençsiz ortamlar oluşmuştur. Kentlerimizdeki yapılaşmanın büyük çoğunluğu artan nüfus ve yüksek değer talebi doğrultusunda gevşek ve zayıf zeminler üzerine oturmaktadır.

Sıvılaşma kavramı literatüre ilk olarak Hazen (1920) tarafından California Calaveras Barajının

zemininde oluşan gerilmelerin sebebini açıklarken zeminlerin "Sıvılaşabilir" özelliğine bağlaması ile ortaya çıkarken, ilk "Sıvılaşma" terimi Terzaghi (1925) tarafından ortaya atılmıştır. İlerleyen yıllardaki araştırmalara rağmen 1964 yılında 3 ay arayla yaşanan Niigata ve Alaska depremleri sonrasında kumlu tabakalarda sıvılaşmadan kaynaklı yıkıcı yer kaymaları gözlemlenmiş, zemindeki yatay yayılma sonucunda yüzeyde çatlaklar oluşmuştur. Bu depremler sonucunda, sıvılaşma kaynaklı oturmalar, yanal yayılmalar, ötelenmeler ve devrilmeler gözlemlenmiştir (Ishihara ve Koga, 1981) (Şekil 1, Alaska Depremi (a), Niigata Depremi (b)).

Seed ve Idriss (1967), bölgede yaptıkları laboratuvar ve arazi incelemeleri sonucunda, binalardaki oturma ve devrilmelerin, bina temelleri altında yer alan kumlu zeminlerdeki sıvılaşmadan kaynaklandığını ortaya koymuşlardır. Sıvılaşma esnasında, daneli zeminlerde boşluk suyu basıncının yükselmesi ve bu nedenle efektif gerilmenin azalması sebebiyle, katı halden sıvı hale geçerek daneler yer değiştirmektedir. Özellikle yeraltı suyu tabakası altında yer alan bu tip zeminler, deprem sırasında, üzerindeki yapıları taşıyamayarak binaların devrilmelerine ve/veya oturmalarına sebep olmaktadırlar.

30 Ekim 2020 Sisam depreminin etkilerinin deprem merkezinden 70 km uzakta yer alan Bavraklı ve Bornova ilcelerinde vasanması, depremin odak noktasının uzaklığından ziyade, proje asamasında imar alanının ve bölgenin jeolojik ve jeoteknik parametrelerinin hesaplanmasının ve uygulama sırasında bu değerler üzerinden hesaplamaların yapılmasının gerekliliği açısından iyi bir örnektir. AFAD (2020) raporuna göre 6,6 Mw büyüklüğünde, Sisam Adası'nın kuzeyinde, Kuşadası Körfezi açıklarında meydana gelen depremin yıkıcı etkileri İzmir Körfezi'nin kıyı kesiminin alüvyonal zemininden kaynaklı büyütme değerleri sebebiyle Bayraklı ve Bornova İlçelerinde yıkıcı etkilerini göstermiştir. Bölgede ver alan ivmeölcer kavıtlarına göre, deprem anında İzmir İli Seferihisar İlçesinde bulunan 3536 no'lu istasyonda 0.050g olarak ölcülen ivme değeri, deprem merkezine 72 km uzaklıkta İzmir İli Bayraklı İlçesinde bulunan 3513 no'lu istasyonda 0.108g olarak kaydedilmiştir (AFAD, 2020). Bu depremde İzmir Valiliği ve AFAD verilerine göre deprem anında 7 bina tamamen yıkılırken, 117 kişi hayatını kaybetmiş, birçok bina orta – yüksek derecede hasar almıs ve tedbiren daha sonrasında yıkılmıştır. Yıkılan bina sayısının en yüksek olduğu bölgelerden biri de İzmir'in Bayraklı İlçesine bağlı Mansuroğlu Mahallesi'dir.





Şekil 1. a) 27 Mart 1964 Alaska Depremi (9,2 Mw), b) 16 Haziran 1964 Niiigata Depremi (7,5 Mw), (Ishihara ve Koga, 1981).

Figure 1. a) March 27th, 1964 Alaska Earthquake (9.2 Mw), b) June 16th, 1964 Niigata Earthquake (7.5 Mw), (Ishihara and Koga, 1981).

Bu çalışmada, söz konusu sahada daha önceden yapılmış sondajlardan elde edilen SPT verileri Liao ve Whitman (1986)'a göre düzeltilmiştir. Bu veriler ile alanın Sıvılaşma Derecesi, öncelikle Seed ve Idriss (1971) tarafından ortaya atılan ve Youd vd. (2001) tarafından geliştirilen "Dinamik Kayma Gerilmesi Kriteri (Fs)"ne göre ve sonrasında Iwasaki vd. (1982)'nin önerdiği ve Sönmez (2003) tarafından geliştirildiği "Sıvılaşma Potansiyel İndeksi (LPI)" açısından değerlendirilmiştir.

BÖLGENİN JEOLOJİSİ

İzmir'in genel jeolojik yapısı incelendiğinde, en altta kireçtaşı bloklarının kumtaşı-şeyl karmaşığı matriksi içerisinde bulunduğu Geç Kretase-Paleosen yaşlı Bornova Karmaşığı bulunmaktadır. İzmir-Ankara Zonu olarak da adlandırılan bu formasyon üzerine, Neojen yaşlı tortul ve volkanik kayaçlar uyumsuz olarak gelir (Erdoğan, 1990). En üstte ise Kuvaterner yaşlı gevşek taşlaşmamış iri taneli ve ince taneli zeminlerden oluşan alüvyonal tortullar gelir.

Neojen Yaşlı Tortullar (Nkt)

Neojen yaşlı gölsel tortullar, alttan üste doğru çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, kiltaşı, marn/killi kireçtaşları ve kireçtaşlarından oluşur. Kırıntılı ve kimyasal tortul kayaçların üzerini andezitik ve dasitik bileşimli volkanik birimler örterek, alanda yüksek topoğrafya oluştururlar. Orta Miyosen'de ortaya çıkan bölgesel tektonizmanın etkisiyle graben-horst yapıları oluşmuştur. (Erdoğan, 1990).

Yamanlar Volkanitleri (Nyv)

İnceleme alanının kuzeyinde büyük bir yayılım gösteren Neojen yaşlı andezitik ve dasitik karakterdeki Yamanlar Volkanitleri Çiğli ve Karşıyaka'nın kuzey alanlarında yaygın olarak yüzlek verir.

Alüvyonal Tortullar (Qalv, Qym)

Çalışma alanında ana birim olan alüvyonal tortulların (Qalv) yerleşiminde İzmir Körfezi' nin oluşumu önem taşır. Körfez Orta Pleistosen'de eğim atımlı faylarla çöküntü havzası şeklinde oluşmuş, Gediz Deltası'nın Pleistosen'deki hareketi ile bugünkü halini almıştır (Başoğlu,1975). Gediz deltası'nın üst seviyelerinde kumlu zeminler çok gevşek, derinlere doğru gevşek ve orta sıkılıklar sunarken killi zeminler çok yumuşak ve yumuşak kıvam durumu göstermektedir. Çakıllar ise genellikle andezit ve aglomera bileşimlidir. Bu bölgede yeraltısuyu seviyesi çok yüksektir. İzmir körfezinin doğusunu oluşturan düzlüklerde Bornova Çayı, Manda Çayı, Kocaçay Deresi ve Arap Deresi'nin alüvyonları mevcuttur (Şekil 2).

BÖLGENİN YAPISAL JEOLOJİSİ

Batı Anadolu'nun tektoniği K-G yönlü açılmalı Neotektonizmanın bir sonucudur. Genel olarak bölgede bu açılmadan kaynaklı horst ve graben yapıları bulunmaktadır. Büyük Menderes ve Gediz Grabenleri bölgedeki en büyük tektonik yapılardır. İzmir merkezi, Gediz Grabeni'nin D-B yönlü tektonik bir çöküntü olan İzmir Körfezi ile çevrelenir. MTA tarafından bölgede yapılan araştırmalarda 13 adet aktif fay belirlenmiştir (Emre vd., 2005). Ancak alanda kuzeyden geçen Bornova Fayı ve güneyde yer alan İzmir Fayı'ndan söz etmek gerekir (Şekil 3).

Bornova Fayı

Bornova Fayı, İzmir'in kuzeydoğusundaki Kemalpaşa ile Karşıyaka arasında uzanan KB-GD doğrultulu birbirine paralel iki faydan oluşmaktadır. Fayın batı kesimi Miyosen yaşlı Yamanlar Volkanitini keserken, doğuda yer alan bölümü Mesozoyik yaşlı temel kayalar ile Miyosen çökel kayaları keser. (Emre vd., 2005).



Şekil 2. İnceleme alanı ve yakın çevresinin genel jeolojisi (Kıncal, 2005'den değiştirilerek).*Figure 2. General Geology of the Study Area and Surroundings (Adapted from Kincal, 2005).*



Şekil 3. İzmir ve Çevresindeki Aktif Fay Sistemleri (Emre vd., 2011'den değiştirilerek). *Figure 3. Active Fault System in Izmir and surroundings (Adapted from Emre et al., 2011)*
İzmir Fayı

İzmir Fayı, İzmir Körfezi'ni güneyden denetleyen, D-B uzanımlı bir faydır. Fayın kuzey bloğunda yer alan Karaburun ve Bayraklı arasındaki bölüm deniz altında devam eder ve körfezin tabanını şekillendirir. Güzelbahçe ve Pınarbaşı arasında eğim atımlı normal fay niteliğinde olan İzmir Fayı, batı kesiminde Balçova ve Narlıdere olmak üzere iki segmente ayrılır. Araştırmalar neticesinde Holosen'de fayın aktif olduğu ve büyük depremlere kaynak oluşturabileceği görüşü hakimdir (Emre vd., 2005). İnceleme alanının kuzeyinde Bornova Fayı, güneyinde de İzmir Fayı bulunmaktadır.

30 EKİM SİSAM DEPREMİ ve BÖLGEDEKİ SONUÇLARI

İlk aşamada 30 Ekim Sisam Depremi' nin İzmir ve inceleme alanı üzerindeki etkilerini irdelemek gerekir. Bilindiği gibi 30 Ekim 2020 tarihinde merkezi Sisam Adası'nın yaklaşık 8 km kuzeyinde, Kuşadası Körfezi açıklarında meydana gelmiştir. AFAD (2020) verilerine göre 14,9 km derinlikte ve 6,6 büyüklüğünde gerçeklesen deprem (DEÜ, 2020) birçok kıyı kesimde hissedilmiş, Seferihisar İlçesi Sığacık mevkiinde tsunamiye yol açarken, merkezden 70 km mesafedeki İzmir sehir merkezinde 7 binanın deprem anında olmak üzere 54 binanın yıkılmasına, 40 adet acil yıkılacak bina, 676 adet ağır hasarlı yapının oluşmasına sebep olmuş ve deprem anında ve sonrasında 117 kişinin hayatını kaybetmesiyle sonuçlanmıştır (Yılmaz ve Sengöcmen, 2021). Depremden en cok etkilenen alan yıkımın ve kaybın en fazla olduğu Bayraklı İlçesine bağlı Adalet, Mansuroğlu ve Manavkuyu Mahalleleridir.

Makalede Mansuroğlu Mahallesi içerisindeki inceleme alanında deprem anında yıkılan iki bina, 36 kişinin hayatını kaybettiği Rıza Bey Apartmanı ve 30 kişinin öldüğü Emrah Bey Apartmanı da yer almaktadır.

YÖNTEMLER

SPT-N Düzeltmeleri

Sahada ASTM D1586'ya uygun olarak yapılan Standart Penetrasyon Deneyleri sonuçları üzerinde Robertson ve Wride (1998) (Çizelge 1)'in önerdiği derinlik, numune alıcı, sondaj çapı, enerji ve Liao ve Whitman (1986) (²) tarafından önerilen effektif gerilim düzeltmeleri ile Terzaghi ve Peck (1948) (³)'in yer altı suyu tabakası üstünde yer alan siltli kumlu zeminler için önerdiği düzeltmeler uygulanarak aşağıdaki N'_{1.60} değerleri hesaplanmıştır (¹).

 $N_{1,60} = N_{arazi} C_N \cdot C_R \cdot C_B \cdot C_E \cdot C_S$, (Robertson ve Wride, 1998), (TBDY, 2018) (¹)

 $C_{\rm R}$, Derinlik Düzeltme Katsayısı ; $C_{\rm S}$, Numune Alıcı Düz. Katsayısı $C_{\rm B}$, Sondaj Çapı Düzeltme Katsayısı $C_{\rm E}$, Enerji Düzeltme Katsayısı aşağıdaki çizelgedan karşılaştırma değerine göre bulunur.

Çizelge 1. SPT-N Düzeltmeleri için Abak (Robertson ve Wride, 1998)

Table 1. SPT-N Corrections (Robertson and Wride,1998)

Düz. Kat.	Değişken	Değer
	3m – 4m Aralığında	0,75
	4m – 6m Aralığında	0,85
C _R	6m – 10m Aralığında	0,95
	10m'den daha derin	1,00
	Standart Numune Alıcı (iç tüpü olan)	1,00
C	İç Tüpü Olmayan	1,10-1,30
C _s	Çap 65mm-115mm Ar.	1,00
	Çap 150mm	1,05
C _B	Çap 200mm	1,15
	Güvenli Tokmak	0,60-1,17
C	Halkalı Tokmak	0,45-1,00
C _E	Otomatik Darbeli Tok.	0,90-1,60

 C_{N} , Efektif Gerilim Düzeltme Katsayısı (Liao ve Whitman, 1986) için formül aşağıdadır (JMO, 2021). TBDY (2018)' de de yer alan bu formül killi zeminler için kullanılmamaktadır (Farrar ve Chitwood, 1999).

$$C_{\rm N} = 9,78 \sqrt{\frac{1}{v}}$$
; ('v = Effektif Gerilim (kg/cm²) (²)

Sıvılaşma Güvenlik Faktörü (FS) ve Sıvılaşma Potansiyel İndeksi (LPI)

Seed ve Idriss (1971), Niigata'da yaptıkları sonucunda bölgedeki arastırmalar bircok binada gözlemlenen devrilme, oturma ve yanal vatmaların, temel altlarında meydana gelen sıvılasmadan kavnaklandığını belirtmislerdir. sonrasında Araştırmacılar deprem vatavda mevdana gelen kavma gerilmesinin, deprem öncesi düşey efektif gerilmeye oranının kumlu birimlerde sıvılaşmayı karakterize eden bir özellik olduğunu ispat etmişlerdir (Sekil 4).



Şekil 4. Niigata (1964) Deprem Sonuçlarının Sıvılaşma Açısından İrdelenmesi (Seed ve Idriss, 1971).

Figure 4. Analysis of Niigata (1964) Earthquake Results in terms of Liquefaction (Seed and Idriss, 1971).

Burada Güvenlik Faktörü (FS), Zeminden Kaynaklı Çevrimsel Gerilme Oranı' nın (CRR_{7.5}), Depremden Kaynaklı Çevrimsel Gerilme Oranı (CSR)' na oranıdır (³). Zeminden Kaynaklı Çevrimsel Direnç Oranı CRR_{7.5}, 7,5 büyüklüğündeki deprem için SPT değerine bağlı olarak değişen zeminin sıvılaşma direncidir. (⁴) (Seed ve Idriss, 1971).

$$FS = \frac{CRR7.5}{CSR}$$
⁽³⁾

$$CRR7.5 = \frac{1}{34 - N1.60} + \frac{N1.60}{135} + \frac{50}{(10 * N1.60 + 45)^2} - \frac{1}{200} \quad (^4).$$

Burada N_{1.60}, SPT-N Düzeltmeleri bölümünde açıklanan arazi N₃₀ SPT-N değerleri üzerindeki düzeltmeler sonrası hesaplanan düzeltilmiş SPT-N değerleridir. Youd vd. (2001) tarafından siltli ve kumlu zeminlerde düzeltme sonrası 30 darbe üzeri zeminler «Sıvılaşamaz» olarak kabul edilir ve hesaplama dışında kalır.

Depremden Kaynaklı Çevrimsel Gerilme Oranı (CSR), zemin kesitinde bir deprem esnasında oluşacak tekrarlı/devirsel/periyodik kayma gerilmeleri oranıdır (5) (Seed ve Idriss, 1971).

$$CSR = 0.65. \frac{amax}{g} \cdot \frac{v}{v} \cdot rd \qquad (^{5})$$

a_{max}, g cinsinden en büyük yatay ivme değeri,
 (analizlerde 0.3g alınmıştır.)

 \int_{v} , incelenen derinlikteki toplam düşey gerilmeyi,

(', incelenen derinlikteki efektif düşey gerilmeyi,

 r_d , derinliğe bağlı gerilim düzeltme faktörünü belirtir (Liao ve Whitman, 1986).

Burada, $r_d = 1-0,00765*z$ (Eğer $z \le 9,15m$ ise) $r_d = 1,174-0,0267*z$ (Eğer $9,15 \le z \le 23m$ ise)

Seed ve Idriss (1971), tarafından önerilen eşitlik 7,5 büyüklüğündeki depremler için geçerliydi. Youd vd. (2001) tarafından, diğer büyüklükler için geçerli olmak üzere Magnitüd Ölçeklendirme Faktörü (Magnitud Scale Factor -MSF) formüle eklenmiştir. (⁶).

$$MSF = \frac{10^{2,24}}{M_W^{2,56}} \tag{6}$$

FS değeri 1' den büyük ise «sıvılaşamaz», 1' den küçük ise «sıvılaşabilir» kabul edilmiştir (Seed ve Idriss, 1971), Ancak daha sonra Seed ve Idriss (1982) tarafından yapılan çalışmalarda, FS' nin kabul edilebilir değeri 1,25-1,5 olarak verilmiştir. Bu sebeple Iwasaki vd. (1982) tarafından Sıvılaşma Potansiyel Indeksi (Liquaefaction Potential Index-LPI) (⁷) geliştirilmiştir.

$$LPI = \int FS(z).w(z).dz \qquad (7)$$

Iwasaki vd. (1982)' göre: FS(z) = 0 (eğer $FS \ge$ 1.0) ve FS(z)=1-FS (eğer FS<1.0 ise)

w(z), Sıvılaşma Potansiyeli Düzeltme Faktörü

z (derinlik) <20m ise w(z) = 10 - 0.5z ve z (derinlik) ≥ 20 m ise w(z) = 0 alınır.

Sönmez (2003) daha sonra formülü revize etmiştir. Buna göre;

 $FS \ge 1,2$ ise FS(z)=0;

1,2 >FS > 0,95 ise FS (z)= 2. 106e-18,427 ;

FS < 0.95 ise FS(z) = 1-FS alınır.

LPI Değerlerine göre sıvılaşma dereceleri Çizelge 2'de verilmiştir.

HESAPLAMALAR

Bu makale kapsamında kullanılan veriler söz konusu alanda Zem-Son Ltd. Şti. tarafından 2021

tarihinde yapılan İmara Esas Mikrobölgeleme Etüt Raporu'ndan yazılı izin alınarak kullanılmıştır.

Çizelge 2. Sıvılaşma Potansiyel İndeksi (LPI) Değerine göre Sıvılaşma Dereceleri.

Table 2. Liquefaction Degree based on LiquefactionPotential Index (LPI) values.

LPI Değeri	Sıvılaşma Der.
0	Sıvılaşamaz
$0 < LPI \le 2$	Düşük
$2 < LPI \leq 5$	Orta
$5 < LPI \le 15$	Yüksek
LPI >15	Çok Yüksek

SONDAJ LOKASYONLARI

Bu çalışma kapsamında 30 Ekim 2020 Sisam Depremi'nden en çok etkilenen ve kaybın en fazla olduğu İzmir İli Bayraklı İlçesi Mansuroğlu Mahallesi içerisindeki TS EN ISO 22475-1 (2021)'e göre yapılan sondajlardan alınan değerler kullanılmıştır (Çizelge 3).

Zemin Sınıflaması

İlgili lokasyonlarda yapılan sondajlara ait numuneler TS EN 14688-2 (2018)'e göre değerlendirilmiş ve sıvılaşma eğilimi gösteren birimler ilgili derinlikler için Çizelge 4'e işlenmiştir. Youd vd. (2001)'e göre 20 m'nin altında sıvılaşma kabul edilmediğinden sıvılaşma hesaplamalarında 20 m baz alınmıştır. SK-16 nolu sondajda direkt kaya birime girildiğinden hesaplamalara dahil edilmemiştir.

Çizelge 3. İnceleme Alanında Açılan Sondajlara Ait Lokasyon Bilgileri.

Table 3. Locations of Boreholes Drilled in the Study Area.

Sondaj NO	X(m)	Y (m)	Sondaj Tarihi	Derinlik (m)	Sondaj No	X(m)	Y(m)	Sondaj Tarihi	Derinlik (m)
SK-1	515858,71	4256263,20	16.08.21	20,00	SK-9	516133,51	4256033,40	06.08.21	30,50
SK-2	515903,77	4256405,57	19.08.21	30,50	SK-10	516304,36	4256158,51	14.08.21	20,00
SK-3	516057,34	4256403,21	21.08.21	20,00	SK-11	516380,73	4256203,76	14.08.21	20,00
SK-4	516640,87	4256457,95	16.08.21	20,00	SK-12	516560,48	4256322,02	17.08.21	20,00
SK-5	516314,10	4256445,00	17.08.21	20,00	SK-13	516798,62	4256358,71	26.08.21	20,00
SK-6	516286,73	4256318,93	14.08.21	20,00	SK-14	516607,30	4256136,52	05.08.21	30,50
SK-7	515949,05	4256254,17	14.08.21	20,00	SK-15	516426,29	4255995,45	28.08.21	20,00
SK-8	515828,89	4256060,05	27.08.21	20,00	SK-16	516241,74	4255978,20	30.09.21	20,00

Çizelge 4. TS EN 14688' e göre sondajlardan elde edilen birimlerin sınıflanması. *Table 4. Classification of soils taken from boreholes based on TS EN 14688.*



Çizelge 5. SPT-N Düzeltilmiş Değerleri. *Table 5. Corrected SPT-N Values.*



Arazi SPT-N Düzeltmeleri

Çizelge 3'te belirtilen derinliklerde ASTM D1586 (2022)'e uygun olarak yapılmış Standart Penetrasyon Testi'ne ait düzeltilmemiş SPT- N_{30} değerleri üzerinde yukarıda anlatılan düzeltme formülleri uygulanmış ve düzeltilmiş $N_{1.60}$ değerleri aşağıdaki Çizelge 5'te verilmiştir.

Sıvılaşma Güvenlik Faktörü (FS) Hesaplanması

Yukarıdaki bölümlerde açıklanan yönteme göre Seed ve Idriss (1971) tarafından ortaya atılan ve Youd vd. (2001) tarafından geliştirilen formül aşağıda verilmiştir. Depremden kaynaklı çevrimsel gerilme oranı, CRR_{7.5}, Arazi SPT-N Düzeltmeleri başlığı altında belirtilen değerlere göre hesaplanmış Çizelge 6'da özetlenmiştir. Zeminden kaynaklı çevrimsel gerilme oranı, CSR, hesabında a_{max}, AFAD'ın (2024) interaktif deprem haritasından 0.30 g alınmıştır. Sondajlardaki yer altı suyu seviyeleri ve birim hacim ağırlıkları baz alınarak CSR hesaplanmış ve Çizelge7'de verilmiştir. Magnitüd Ölçeklendirme Faktörü, Magnitud Scale Factor, bölgedeki en büyük depremler baz alınarak 7 büyüklüğüne göre 1.193 bulunmuştur. Buna göre hesaplanan derinliklere göre sıvılaşma güvenlik faktörü (Factor of Safety for Liquefaction) değerleri, Çizelge 8' da verilmiştir. Mansuroğlu Mahallesi (Bayraklı-İzmir) Alüvyonel Zeminlerin Sıvılaşma Potansiyeli

Tablo 6. Arazi Depremden Kaynaklı Çevrimsel Gerilme Oranı (CRR_{7,5}) Değerleri. *Table 6. Cyclic Resistance Ratio (CRR_{7,5}) Values for Liquefaction.*



Çizelge 7. Arazi Zeminden Kaynaklı Çevrimsel Gerilme Oranı (CSR) Değerleri. *Table 7. Cyclic Stres Ratio (CSR) Values for Liquefaction.*



Çizelge 8. Arazi Sıvılaşma Güvenlik Faktörü (FS) Değerleri. *Table 8.* Factor of Safety (FS) Values for Liquefaction.





Çizelge 9. Sıvılaşma Potansiyel İndeksi -LPI Değerleri *Table 9. Liquefaction Potential Index Values (LPI)*

Çizelge 8' deki değerlerin tamamı Seed ve Idriss (1982)'de açıkladığı kabul edilebilir değerlerin altında ve "sıvılaşabilir" olarak kabul edilmesine karşın sonrasında Iwasaki vd. (1982) tarafından geliştirilen Sıvılaşma Potansiyel İndeksi -LPI, hesaplamasında farklı sonuçlar ortaya çıkmaktadır.

Sıvılaşma Potansiyel Indeksi (LPI) Hesaplaması

Sıvılaşma Güvenlik Faktörü (FS) ve Sıvılaşma Potansiyel Indeksi (LPI) bölümünde Seed ve Idriss (1982) tarafından geliştirilmiş olan Sıvılaşma Faktörü (FS) yöntemine karşın Iwasaki vd. (1982) tarafından ortaya atılan ve sonrasında Sönmez (2003) tarafından geliştirilen Sıvılaşma Potansiyel Indeksi -LPI, Sıvılaşma Faktörü (FS) değerleri üzerinde uygulanmış ve Çizelge 9' deki değerler bulunmuştur.

Bu değerler Çizelge 2'de verilen Sıvılaşma Potansiyel Indeksi karşılaştırma tablosuna göre değerlendirildiğinde çalışma kapsamındaki sondaj noktalarından 4 tanesi "Çok Yüksek" kabul edilen 15' in üstünde çıktığı görülmüştür.

SONUÇLAR

Bornova havzasını kuzeyde Bornova Fayı ile Neojen yaşlı Yamanlar Volkanitleri sınırlarken güneyde ise İzmir Fayı ile Neojen Kireçtaşları sınır oluşturmaktadır. Geç Miyosen'de oluşan graben sisteminin parçası olan bu iki fay etkisiyle havza yükselmeye başlamış, Kuvaterner boyunca Gediz Nehri'nin getirdiği alüvyonlar ile dolmuştur (Karadaş ve Öner, 2021). AFAD (2020) verilerine göre deprem anında Seferihisar merkezinde ivmeölçerler tarafından 0050g olarak kaydedilen ivme, Bayraklı merkezinde 0.108g olarak kaydedilmiştir. Bunun başlıca sebebi Seferihisar ve Bornova İlçeleri arasında yer alan alüvyon birimlerinin yüksek zemin büyütme katsayılarıdır. Alüvyon zeminde ilerleyen deprem dalgalarının enerji düzeyi kaya zemine geçtiklerinde 25/1000' düşer ve bu azalma kaya içerisinde ilerlerken devam eder (Yılmazer vd., 2022). Özellikle Sisam Depremi sonrası İzmir genelinde yapılaşmanın ovadan dağlık bölgelere kaymasının sebebi, bu sonucun bölgede yaşayanlar tarafından bizzat tespit edilerek konut taleplerinin değişmesidir.

Yerinde kentsel dönüşüm projeleri yapılırken, özellikle Sisam Depreminin yıkıcı etkilerinin yoğun yaşandığı İzmir İli Bornova, Bayraklı gibi ilçelerde mevcut zemin koşulları dikkatli bir şekilde incelenmeli, yapı tasarımında depremin zemin üzerindeki etkileri dikkate alınmalıdır. Bunlardan en önemlisi yapı üzerindeki yıkıcı etkisi sebebiyle mevcut zeminin sıvılaşma potansiyelidir.

Çalışma kapsamında bu amaçla Depremin yıkıcı etkisinin en yüksek olduğu ve en yüksek can kaybının yaşandığı Bayraklı İlçesi Mansuroğlu Mahallesi içerisinde yer alan çalışma alanının, bölgede açılan sondajlardan elde edilen veriler ışığında Seed ve İdriss (1971) yöntemine göre sıvılaşma potansiyeli incelenmiştir. Bu bağlamda söz konusu alan için hesaplanan Sıvılaşma Indeksi -LPI değerleri kullanılarak haritalama yapıldığında 30 Ekim 2020 Sisam Depremi'nde yıkılan Emrah Apartmanı ve Rızabey Apartmanı lokasyonlarında değerlerin çok yüksek çıktığı, bu yıkımların nedenleri arasında sıvılaşmanın da diğer yöntemler ile karşılaştırılarak detaylı incelenmesi gerektiği sonucu ortaya çıkmaktadır (Şekil 5).



Şekil 5. Sıvılaşma Potansiyel Indeksi (LPI) Değerlerine Göre Arazi Zonlama Haritası *Figure 5. Zoning Map of Liquefaction Potential Index (LPI) Values*

KATKI BELİRTME

Çalışma alanında yer alan birimlere ait jeoteknik verilerin elde edilmesi hususunda yaptıkları sondajlara ait logları paylaşarak destek sağlayan Zem-Son Limited Şirketi çalışanlarına ve yöneticilerine ayrıca bilgi ve tecrübelerini paylaşan Ege Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Geoteknik Anabilim Dalı Öğretim Üyesi Prof. Dr. Alper SEZER' e teşekkür ederiz.

ORCID

Ekin KIRAN (b) https://orcid.org/0009-0000-6688-4599 *Cem KINCAL* (b) https://orcid.org/0000-0002-3279-4170

EXTENDED SUMMARY

Disasters continue to occur linked to continental plate tectonics, while the kind of disaster varies according to the region in which it occurs. Turkey has a special place due to containing the active fault zones of the North Anatolian Fault Zone and East Anatolian Fault Zones. There is an expansion between the two zones and horst-graben systems have developed in the Aegean Region in this way. These systems cause many earthquakes and many faults, which have been researched by scientists. Izmir is the city most affected in the Aegean region.

Liquefaction, which was named firstly by Hazen in 1920, entered the scientific literature after the explanation of outcomes of the Niigata and Alaska Earthquakes as being due to liquefaction by Seed and Idriss in 1967. This term was demonstrated much more clearly after the Kocaeli Earthquake in 1999. Many collapsed and overturned buildings were observed and these were explained by liquefaction due to the finegrained soil on the coast of the bay.

Another remarkable earthquake was recorded on October 30th, 2020 between Samos Island/ Greece and Kusadasi Bay/Turkey. It was recorded as 6.9 magnitude, 23 km from Seferihisar/Izmir town centre and at 16.9 km depth. The lowest degree tsunami occurred along the Seferihisar seaside. But the biggest damage was observed 70 km from the epicentre of the earthquake, in Bornova Basin which is filled with Gediz River deposits. After the 15 s earthquake, 6 buildings were demolished soon after the earthquake and 54 later. In total, 117 people died because this earthquake. Adalet, Mansuroglu and Manavkuyu towns were the most affected areas in Izmir. Most of them were constructed before the Building Earthquake Regulation, 2018, which made soil investigation reports mandatory before static design and also enforced new construction techniques such as geotechnical improvements for foundations, ready-mixed concrete, and reinforced steel.

This article was based on the analysis of building damage and causes of demolition in this area using one of the liquefaction calculation methods. The method is based on the SPT-N liquefaction method developed by Seed and Idriss (1967). After this analysis, the liquefaction potential index (LPI) values were observed to be higher under two buildings demolished by this earthquake.

KAYNAKÇA / REFERENCES

- AFAD (2020). 30 Ekim 2020 Sisam Adası (İzmir Seferihisar Açıkları) Mw 6.6 Depremi Raporu, Afet ve Acil Durum Dairesi Başkanlığı.
- AFAD (2024). Türkiye Deprem Tehlike Haritaları İnteraktif Web Uygulaması, https://tdth.afad.gov. tr/TDTH/main.xhtml. Afet ve Acil Durum Dairesi Başkanlığı.
- ASTM D1586 (2022). Standard Test Method for Standard Penetration Test (SPT) and Split-Barrel Sampling of Soils. American Society for Testing and Materials.
- Başoğlu, Ş. (1975). İzmir İç Körfezinin Hidrografisi ve Sedimantolojisi [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. E.Ü.D.B.E., İzmir.
- DEÜ (2020). 30 Ekim 2020 Sisam (Samos) Depremi (Mw. 6.9) Değerlendirme Raporu. Dokuz Eylül Üniversitesi Deprem Araştırma ve Uygulama Merkezi, İzmir.
- Dobry, R., Powell, D.J., Yokel, F. Y. & Ladd, R. S. (1981). Geotechnical aspect. liquefaction potantial of saturated sand– the stiffness method. *Proceeding of the Seventh world Conference on Earthquake Engineering*, Istanbul, Turkey.
- Emre, Ö., Özalp, S. ve Duman, T. Y. (2011). 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, İzmir (NJ35-7) Paftası, Seri No:6. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F. (2005), İzmir ve Yakın Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri, (Rapor No 10754). Maden Teknik Arama Jeolojik Etüdler Dairesi.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara zonunun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi. TPJD Bülteni, 2(1), 1-20.

- Farrar, J. A. & Chitwood, D. (1999). CME Automatic Hammer Operations. U.S. Department of the Interior Bureau of Reclamation Earth Sciences and Research Laboratory, Dam Safety Office, DSO-99-03.
- Hazen, A. (1920). Hydraulic fill of dams. ASCE Transactions, 83, 1713-1745.
- Ishihara, K. & Koga, Y. (1981). Case Studies of Liquefaction in The 1964 Niigata Earthquake. *Soils and Foundation, 21,* (3), 35-52.
- Iwasaki, T., Tokida, K., Tatsuoka,F., Watanabe, S., Yasuda, S., Sato, H. (1992). *Microzonation for Soil Liquefaction Potential Using Simplified Methods*, Proceedings of the 3rd International Conference on Microzonation, Seattle, 1319-1330.
- JMO, (2021). 2018 Bina Deprem Yönetmeliği ile Uyumlu SPT-N Düzeltmesine İlişkin Hesap Cetveli Kullanım Klavuzu, Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları.
- Karadaş, A. ve Öner, E. (2021). 30 Ekim 2020 Sisam Depreminin İzmir-Bayraklı' da Yol Açtığı Hasar Üzerinde Bornova Ovasının Alüvyal Jeomorfolojisinin Etkileri. *Coğrafya Dergisi, 42*, 139-153.
- Kıncal, C. (2005). İzmir İç Körfezi Çevresinde Yer Alan Birimlerin Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Uzaktan Algılama Teknikleri Kullanılarak Mühendislik Jeolojisi Açısından Değerlendirilmesi, [Doktora Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.
- Liao, S. S. C. & Whitman, R. V. (1986). Overburden Correction Factors for SPT in Sand, Journal of Geotechnical Engineering Division, ASCE, 112(3), 373-377.
- Robertson, P. K., Wride, C. E. (1998), Evaluating Cyclic Liquefaction Potential Using Cone Penetration Test. *Canada Geotechnical Journal*, 35(3), 442-459.
- Seed, H. B. & Idriss, I. M. (1967). Analysis of Soil Liquefaction: Niigata Earthquake. JSMFD, ASCE, 93,(SM3), 83 – 108.

- Seed, H. B. & Idriss, I. M. (1971). Simplified Procedure for Evaluation Soil Liquefaction Potential. *Journal* of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, 97(9), 1249-1273.
- Seed, H. B., Idriss, I.M, 1982, Ground Motions and Soil Lquefaction During Earthquakes, Earthquake Engineering Research Institue, Berkeley, CA,pp 134.
- Sönmez, H. (2003). Modification of the liquefaction potential index and liquefaction susceptibility mapping for a liquefaction-prone area (Inegol, Turkey). *Environmental Geology*, 44, 862-871.
- TBDY (2018), Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği.
- Terzaghi, K. (1925). Erdbaumechanick auf Badenpysikalisher Goundlage. Vienna, Deuticke.
- Terzaghi, K. & Peck, R. B. (1948). *Soil Mechanics in Engineering Practice*. John Wiley and Sons, New York, 664 pp.
- TS EN ISO 14688-2 (2018), Geoteknik etüt ve deneyler - Zeminlerin tanımlanması ve sınıflanması - Bölüm 2: Sınıflandırma prensipleri. Türk Standartları Enstitüsü
- TS EN ISO 22475-1 (2021). Jeoteknik etüt ve deneyler -Numune alma yöntemleri ve yeraltı suyu ölçümleri - Bölüm 1: Zemin, kaya ve yeraltı suyundan numune alınmasındaki teknik prensipler; Türk Standartları Enstitüsü
- Yılmaz, Ö. ve Şengöçmen, B. (2021). 30 Ekim 2020 Sisam Depremi ve İzmir'e Etkileri, Türkiye Jeoloji Mühendisleri Odası İzmir Şubesi, Yayın no.141, 59 s.
- Yılmazer, İ., Yılmazer, Ö. ve Leventeli, Y. (2022). Depremler Kayada Yıkmaz ve Ovalar Stratejik Ürün Kaynağıdır. Geosound (Yerbilimleri) Dergisi, 55(1), 165-189.
- Youd, T. L., Idriss, I. M., Andrus, R. D., Arango, I., Castro, G., Christian, J. T., Dobry, R., Finn, W. D.L., Harder, L. F., Hynes, M. E., Ishihara, K., Koester, J. P., Liao, S. S. C., Marcuson, W. F., Martin, G. R., Mitchell, J. K., Moriwaki, Y., Power, M. S., Robertson, P. K., Seed, R. B. & Stokoe, K. H. (2001). Liquefaction resistance of soils – Summary report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF workshops on evaluation

of liquefaction resistance of soils. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE, 127*(4), 297-313.

Zem-Son, (2021). İzmir İli, Bayraklı İlçesi'nde Yaklaşık 455 Hektar Alanda 1/5000 Ölçekli Nazım İmar Planına Esas ve 1/1000 Ölçekli Uygulama İmar Planına Esas Mikrobölgeleme Etüt Raporu, 355 s.





Denizli İlinin (GB Türkiye) Jeoçeşitliliği ve Önemli Jeositleri *Geodiversity and Significant Geosites of the Denizli Province (SW Türkiye)*

Mehmet Özkul^{*}¹, Arzu Gül¹, Barış Semiz¹, Tamer Koralay¹, Savaş Topal¹ Ali Gökgöz¹, Hülya Özen¹, Hüseyin Erten¹, Mete Hançer¹, Halil Kumsar¹

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

• Geliş/Received: 01.10.2024	• Düzeltilmiş Me	etin Geliş/Revised Manuscript Red	ceived: 31.12.2024	• Kabul/Accepted: 02.01.2025
	• Çevrimiçi Yayın/A	vailable online: 24.01.2025	• Baskı/Printed: 3	1.05.2025
Araştırma Makalesi/Research	Article	Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Tu	ırkey	

Öz: Güneybatı Anadolu'da 12.134 km²'lik yüzölçüme sahip Denizli ilinin jeoçeşitliliği oldukça fazladır. Ondokuz ilçeye yayılmış olan ilin jeoçeşitliliği, yaşlıdan gence doğru Menderes Masifi, Likya Napları, Oligosen Molası, Neojen karasal istifleri, Neojen volkanitleri ve Kuvaterner oluşumları içinde dağılım gösterir. Buldan İlçesi çevresinde bulunan Menderes Masifi'nin gnaysları ve beraberindeki şistler muhtemelen hem bölgenin hem de Türkiye'nin en yaşlı kayaçları arasındadır. Yerleşimleri özellikle Geç Kretase-Eosen döneminde gerçekleşen Likya Napları içindeki Geç Triyas karbonat-evaporit dilimi ildeki ender yüzeylemelerden birisidir. Öte yandan nap yerleşimlerinin devam ettiği geç Oligosen döneminde KD-GB uzanımlı bir havzayı dolduran molas istifleri ilde oldukça yaygındır. Mart 2024'de Denizli Oligosen Molası, Türkiye'nin İlk 100 Jeositi arasında yerini almıştır.

Denizli Havzası'nın Neojen çökel dolgusu kendine özgüdür ve Batı Anadolu'daki diğer graben dolgularından farklı özellikler taşır. Bu farklı özelliklerden birisi Paratetis molusk faunası barındırmasıdır. Neojen-Kuvaterner dönemi jeoçeşitlilik unsurları, havza dolguları, horst-graben yapıları ve normal faylar, açılma çatlakları ve bunları ortaya çıkaran genişleme tektoniği ile yakından ilişkilidir. Özellikle Kuvaterner'de kanyonlar, mağaralar, heyelanlar, jeotermal alanlar, sıcak su kaynakları, çeşitli traverten oluşumları, göller ve sulak alanlar jeoçeşitlilikte öne çıkmaktadır. Göller arasında en önemlisi kapalı bir havza olan Acıgöl'dür. Denizli'nin jeoçeşitliliğinde en önde gelen Pamukkale Travertenleri IUGS tarafından Dünya'nın İlk 100 Jeolojik Miras Alanı arasında gösterilmiştir. Yine *Homo erectus* bulgusunu barındıran 'Denizli Traverteni' Uluslararası Jeoloji Bilimleri Birliği-IUGS tarafından Ağustos 2024'te küresel mirastaş olarak onaylanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Denizli, jeoçeşitlilik, jeolojik miras, jeosit, Pamukkale, traverten.

Abstract: Denizli province, with a surface area of 12,134 km² in southwestern Anatolia, Türkiye, has high geodiversity. The geodiversity of the province, which is spread over nineteen regions, is distributed from old to young within the Menderes Massif, Lycian Nappes, Oligocene Molasse, Neogene continental deposits, Neogene volcanics and Quaternary formations. The gneisses and accompanying schists of the Menderes Massif located near the Buldan District are probably among the oldest rocks in both the region and Türkiye. The Late Triassic carbonate-evaporite nappe slice within the Lycian Nappes, emplaced during the Late Cretaceous-Eocene period, is a rare outcrop. Molasse successions filling NE-SW trending basins during the late Oligocene period, when nappe emplacements continued, are quite common in the province. In March 2024, the Oligocene molasse was designated among the First 100 Geological Heritage Sites of Türkiye.

The Neogene sedimentary fill of the Denizli Basin is unique and has different characteristics compared to other graben fills in Western Anatolia. One of these characteristics is that it contains Paratethyan mollusc fauna. The

geodiversity elements of the Neogene to Quaternary period are closely related to basin fills, horst-graben structures, normal faults, extensional fractures and the extensional tectonics that gave rise to them. Particularly, canyons, caves, landslides, geothermal areas, hot springs, a wide variety of travertine formations, lakes and wetlands stand out in the geodiversity from the Quaternary. The most important lake is Acıgöl, which is a closed basin. Pamukkale Travertines, the most prominent geodiversity element in Denizli, were listed among the First 100 Geological Heritage Sites of the World by the International Union of Geological Sciences. 'Denizli Travertine', which also contains Homo erectus finds, was approved as a global heritage stone by the union in August 2024.

Keywords: Denizli, geodiversity, geological heritage, geosite, Pamukkale, travertine.

GİRİŞ

Doğal çeşitliliği, temel olarak yerkürenin canlı (biyotik) ve canlı olmayan (abiyotik) unsurları üzerinden incelemek mümkündür. Buna göre, doğanın canlı kısmı biyoçeşitliliğin, canlı olmayan kısmı jeoçeşitliliğin konusunu teşkil eder (Brilha, 2016). Birleşmiş Milletler Biyolojik Çeşitlilik Sözleşmesi'ni 22 Mayıs 1992 tarihinde imzalamış ve bu tarih '*Uluslararası Biyoçeşitlilik Günü*' olarak kabul edilmiştir. Bundan 28 yıl sonra 2021'de UNESCO'nun 41. Genel Kurulunda 6 Ekim tarihi '*Uluslararası Jeoçeşitlilik* Günü' ilan edilmiş ve bu tarihten itibaren konuyu gündemde tutmak ve toplumda yerbilimleri ve jeolojik miras konusunda farkındalık oluşturmak amacıyla her yıl çeşitli etkinlikler düzenlenmektedir.

Mineral, kayaç, istif, fosil topluluğu, yer şekli, yapı, doku, arazi parçası vb. jeoçeşitliliğin ilk akla gelen örneklerinden bazılarıdır. Jeoçeşitliliğin önemi uluslararası, ulusal ya da bölgesel ölçekte olabilir (Brilha, 2016; Kazancı vd., 2015, 2017; Köroğlu ve Kandemir, 2019). Jeoçeşitlilik unsurları, üzerinde yaşadığımız 4,6 milyar yıl yaşındaki Yerküre'nin başlangıçtan günümüze nasıl bir değişim geçirdiği, nasıl bir işleyişe ve yapıya sahip olduğunu anlamamıza yardımcı olan veriler/ipuclarıdır. Dolayısı ile yok edildiklerinde bir daha yerlerine konulmaları mümkün değildir. Jeocesitlilik unsurlarının bilimsel değeri. yerkürenin iç dinamikleri ile biyosfer, hidrosfer ve atmosfer gibi gezegenin diğer sistemleriyle nasıl bir etkileşim içinde olduğuna dair mevcut ve gelecekteki bilgileri barındırmadaki önemiyle doğrudan ilişkilidir (Brilha, 2016).



Şekil 1. Doğal çeşitlilik, biyoçeşitlilik, jeoçeşitlilik, jeomiras ve jeokoruma kavramları arasındaki ilişkiler. Yüksek değer taşıyan jeoçeşitlilik unsurları, belirlenen jeokoruma stratejilerinin uygulanmasıyla yönetilmelidir (Brilha, 2016, Şekil 1'den değiştirilmiştir).

Figure 1. Relationships between the concepts of natural diversity, biodiversity, geodiversity, geoheritage and geoprotection. Geodiversity elements with higher value should be managed through the implementation of defined geoprotection strategies (modified from Brilha, 2016, Figure 1).

Bugüne kadar yapılan çalışmalar jeoçeşitlilik, jeolojik miras, jeosit ve jeokoruma konusunda birçok kavramın ve tanımın ortaya çıkmasına yol açmıştır. Jeolojik miras (kısaca jeomiras) olarak kabul edilen, Yer tarihini anlama ve ortaya koymada anahtar rol oynayan yerler, insan faaliyetleri nedeniyle yok olma ya da tahrip olma tehdidi altındadırlar. O nedenle, başta yerbilimciler olmak üzere, diğer bilim insanlarına ve doğaya karşı duyarlı tüm toplum kesimlerine büyük sorumluluk düşmektedir (Brilha, 2016; Kazancı vd., 2017).

ProGEO for (European Association the Conservation of Geologial Heritage). verbilimlerinin bütün alanlarını kapsavacak sekilde, jeositleri on ayrı kategori veya grup icinde toplamıştır (ProGeo Group, 1998). Bu katergoriler/gruplar (a) stratigrafik, (b) ortamsal, (c) volkanik-metamorfik-tortul petroloji, dokular ve vapılar, olaylar ve provensler, (d) mineralojik, ekonomik, (e) yapısal, (f) jeomorfolojik yapılar, aşınma-depolanma süreçleri, yer şekilleri, arazi görünümleri, (g) göktaşlarına ilişkin olaylar, (h) kıta ve okyanus ölçeğindeki olaylar, levha ilişlkileri, (i) deniz altı ve (j) tarihi ve kültürel jeositlerdir. Gruplamanın en önemli yararı, aynı çatı altına çok sayıda jeosit dahil etmek, diğer bir vararı ise jeositleri ülkeler arasında birbirleriyle karsılastırma ortamının hazırlanmış olmasıdır. Bu kapsamda her ülke sahip olduğu jeositlerini gruplandırarak çatı listeler oluşturmaktadır. Çatı liste uygulaması, aynı grup veya kategori içinde bulunan jeositleri ortak niteliklerine göre bir araya getirme girişimidir (Brilha vd., 2005). Türkiye'de de çatı liste oluşturma çalışmalarının yapılmakta olduğu bilinmektedir (Kazancı vd., 2015).

Jeolojik mirasın yüksek bilimsel değeri olan ve yerli yerinde (in situ) duran bileşenleri '*jeolojik sit (jeosit)* 'olarak kabul edilir. Ancak bazı jeomiras unsurları bilimsel değeri yüksek olmakla birlikte yerinde değildir. Örneğin bazı mineral, kayaç ve fosil grupları sergi ve araştırma amacıyla doğa tarihi ve/veya jeoloji müzelerinde ve üniversite koleksiyonlarında yer almıştır.

Son yıllarda bazı illerin jeolojik mirası, yapılan çalıştaylarda ele alınmaktadır. Bunlar arasında İzmir, Adana (Nazik vd., 2021) ve Denizli'de (Gül ve Özkul, 2022) yapılan çalıştaylar sayılabilir. Bu çalıştaylar dışında başta Türkiye Jeoloji Kurultayları olmak üzere yerbilimleri alanında düzenlenen toplantılarda illerin jeolojik mirası ele alınmaktadır.

Güneybatı Anadolu'da Denizli ilinin yüzölçümü yaklaşık 12.134 km²'dir. Bu alanda

idari yönden 19 ilçe bulunmaktadır. Bu çalışmanın amacı, Denizli ilinin ulusal, ulslararası ve bölgesel ölçekte öne çıkan jeoçeşitliliğini, jeolojik mirasını ve jeositlerini tanıtmak ve değerlendirmektir.

JEOLOJİK KONUM

Denizli bölgesinde yüzeyleyen kaya birimleri Paleozoyik'ten Kuvaterner'e geniş bir jeolojik zaman aralığına yayılmıştır (Şekil 2). Bölgenin en yaşlı birimleri güneyde Honaz Dağı (2571 m) ve Babadağ (2308 m), kuzeyde Çökelez Dağı (1840 m) ve batıda Buldan'ın yüksek kesimlerinde yüzeylemiş olan Menderes Masifi'nin gnays, şist ve mermer gibi metamorfik kayaçlarıdır (Erdoğan ve Güngör, 2004; Koralay vd., 2012).

Menderes Masifi üzerine Likya Napları olarak bilinen kaya birimleri gelir (Şekil 2). Bir dizi allokton kaya biriminden oluşan Likya Napları, KB'da Menderes Masifi ile GD'da Beydağları otoktonu arasında uzanır. Nap birimleri kuzeydeki Neotetis Okyanusu'nda oluşmuş ve Geç Kretase-Erken Senozoyik zaman aralığında güneydoğuya doğru taşınarak farklı bölgelere yerleşmiştir (Collins ve Robertson 1999, 2003). Denizli bölgesinde bu kayaç grubu, ofiyolitik melanj ve yaşları Triyas'tan Eosen'e kadar değişen farklı karbonat (kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, dolomit) ve evaporit birimlerinden oluşur (Gündoğan vd., 2008). Likya Napları Menderes Masifi üzerine tektonik bir dokanakla yerleşmiştir (Şekil 2).

Batı Anadolu'da, Oligosen yaşlı molas istifi Menderes Masifi ve Likya Napları arasında, güneybatıda Datça'dan (Muğla) kuzeydoğuda Dinar-Dazkırı'ya (Afyonkarahisar) kadar uzanan bir havzada depolanmıştır (Sözbilir, 2005; Elmas vd., 2019). Oligosen molas havzası ve alt havzaları (Kale-Tavas, Denizli, Çardak-Tokça ve Dazkırı alt havzaları) (Şekil 2) sığ denizel ve karasal (alüvyal ve akarsu) tortullar ile doldurulmuştur (Ilgar vd., 2024). Bunlar arasında Kale-Tavas alt havzası gerek jeolojisi gerekse ekonomik kömür damarları içermesi nedeniyle dikkat çekicidir (Karayiğit vd., 2020).

Neotektonik dönemde (Geç Miyosen ve sonrası) Batı Anadolu, genişleme tektoniği etkisinde kalmış, buna bağlı olarak bölgede çok sayıda horst-graben yapıları ortaya çıkmıştır (Koçyiğit, 2005). Batı Anadolu'daki grabenlerden birisi olan Denizli Havzası/Grabeni (=Cürüksu Grabeni). genişlemenin en fazla olduğu grabenlerden birisidir (Altunel ve Hancock, 1993; Kaymakçı, 2006; Van Noten vd., 2019). Söz konusu grabenler, genellikle alüvyon, göl ve akarsu çökelleri gibi karasal çökellerle doldurulmuştur (Alçiçek vd., 2007). Ancak her havza dolgusu kendine has özellikler taşır. Örneğin, kuzey Ege'de karasal depolanmaya yer yer volkanizma da eşlik etmiştir. Bazı graben dolguları ekonomik kömür (İnci, 1998), bor (Helvacı, 1995) ve diğer evaporit çökelleri içerir.

Denizli, depremsellik ve jeotermal kaynaklar bakımından da önemlidir ve 1. Derece deprem kuşağında yer alır. Gerek tarihsel ve gerekse aletsel döneme ait deprem izlerine rastlamak mümkündür (Piccardi, 2007; Kaypak ve Gökkkaya, 2012; Kumsar vd., 2016a). Kızıldere Jeotermal sahası Türkiye'nin ilk jeotermal sahasıdır (Şimşek, 2003). Kızıldere dışında Tekkehamam, Yenice, Gölemezli, Pamukkale ve Karahayıt Denizli'nin başlıca jeotermal sahalarıdır (Kele vd., 2011; Alçiçek vd., 2016a, b, 2018).

İLİN JEOÇEŞİTLİLİĞİ ve ÖNEMLİ JEOSİTLERİ

Denizli'de jeoçeşitliliğin (jeositler ve temas noktaları/ilgi noktaları) il genelindeki dağılımı Şekil 3'de verilmiştir. Paleozoyikten günümüze geniş bir zaman aralığında dağılmış olan jeositler yaşlıdan gence doğru ele alınmıştır. Ayrıca, her jeositin metin içinde Türkiye Jeositleri Çatı Listesi'nde (Kazancı vd., 2015) yer aldığı grup belirtilmiştir.

Menderes Masifi

Menderes Masifi Batı Anadolu'da en geniş yayılıma sahip kayaç gruplarından birisidir (Şekil 4) (Koralay vd., 2004; İnaner vd., 2019). Masif güneydoğudan Likya Napları, kuzeybatıdan Bornova Fliş Zonu (Şekil 4) ve kuzeydoğudan Afyon Zonu ile çevrelenmiştir. Denizli yöresinde Menderes masifi, daha çok ilin kuzeybatısında Buldan yöresinde (Şekil 2), güneyde Babadağ, Honaz Dağı ve kuzey-kuzeydoğuda Çal-Bekilli yörelerindeki yüksek dağlık-tepelik alanlarda yüzeyler (Okay, 1989; Gökgöz, 2004). Masif il sınırları içinde gnays ve örtü birimlerini oluşturan değişik metamorfik şist ve mermerlerle temsil olunur (*Türkiye Çatı Listesi, Grup C*).

Menderes Masifi'nde, son yıllarda yapılan çalışmalarda homojen Bozdağ şistleri içindeki amfibol ve asidik damar kayalarından 611-632 milyon yıllık yaşlar elde edilmiştir (Koralay vd., 2022). Bu yazarlar, bu tür yaşların Denizli'de Babadağ'dan da alınabileceğini belirtilmişlerdir. Yazarlara göre bu yaş verileri, söz konusu kesiksiz istifin ilksel çökelim yaşının ~630 my'dan daha yaşlı olduğunu göstermektedir. Tüm bu yaşlar göz önüne alındığında, Türkiye'de şu ana kadar bilinen en yaşlı kayaçların Menderes Masifi'nde gözlendiği söylenebilir (Koralay vd., 2022).

Buldan Gnaysı

Buldan ilçesinin batı-kuzeybatı kesimlerinde, Menderes Masifi'nin Çine Grubu'na ait Prekambriyen yaşlı gnayslar yüzeyler (Şekil 4). Gnayslar iri taneli ve iki mikalı, bazı yerlerde aplit ve amfibolit bantları ve pegmatoid damarları içerir. Feldispat gözlerinin gelişi güzel dağılım gösterdiği benekli gnayslar, bantlı gnayslar ve ince taneli biyotit gnayslardan oluşmaktadır (Şekil 5) (Gökgöz, 2004). Buldan metamorfitleri'nde ilçe merkezinden Süleymanlı Yaylagölü'ne çıkan yolda, ilin en yaşlı kayaçlarının (gnayslar) temsil edildiği yol yarması/lokasyon 'temas noktası' olarak belirlenmiştir (Şekil 3, No. 01).



Şekil 2. Denizli ilinin basitleştirilmiş jeolojik haritası.*Figure 2. Simplified geological map of the Denizli province.*



Şekil 3. Denizli'de jeoçeşitliliğin il genelindeki dağılımı. 1-10: Jeolojik sitler, 11-13: Tektonik jeositler, 14, 15: Heyelanlar, 16-18: Karstik yapılar (mağaralar, obruklar), 19-24: Kanyonlar, 25-29: Antik traverten ve mermer ocakları, 30-41: Kültürel jeositler (antik kentler ve höyükler), 42-44: Ekolojik jeositler (milli parklar, anıt ağaçlar).

Figure 3. Distribution of Denizli geosites throughout the province. 1-10: Geological sites, 11-13: Tectonic geosites, 14, 15: Landslides, 16-18: Karst structures (caves, sinkholes), 19-24: Canyons, 25-29: Ancient travertine and marble quarries, 30-41: Cultural geosites (ancient cities and mounds), 42-44: Ecological geosites (national parks, monumental trees).



Şekil 4. Batı Anadolu'da Menderes Masifi'nin konumunu ve yayılımını gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası (Koralay vd., 2004, Şekil 2'den değiştirilmiştir).

Figure 4. Simplified geological map showing the location and extent of the Menderes Massif in Western Anatolia (modified from Koralay et al., 2004, Figure 2).

Gnaysların üzerine uyumsuz olarak düşük dereceli metamorfik kayaçlardan oluşan çeşitli şistler (Ortaköy Formasyonu) gelmektedir (Şekil 5). Şistler kuvarsit, mermer, amfibolit bantları ve mercekleri içermektedir. Alt düzeylerde granatmika şistler gözlenirken, üste doğru mika şistlere geçilmektedir (Gökgöz, 2004).

Deliktaş Kaya Mezarı

Menderes Masifi'ndeki ikinci temsilci nokta (Şekil 3, No. 32), Buldan ilçesinin 38 km kuzeyindeki Karataş Mahallesi'nde bir gnays bloğuna kazılmış Deliktaş Kaya Mezarı'dır. Kaya mezarı 7 m yüksekliğinde, 4 m genişliğinde bir gnays bloğuna oyulmuştur (Şekil 6).

Kültürel bir jeositi temsil eden Deliktaş kaya mezarı daha önce yapılan Denizli Kültür Envanteri çalışmalarında (Yalçın vd., 2004) kaynak verilmeden Frig Dönemine tarihlendirilmiştir (Şimşek ve Özdemir, 2019). Eldeki veriler ışığında genel bir değerlendirme yapıldığında, mezarın zemin seviyesinden yüksekte küçük boyutlu bir giriş kapısı, normal oda boyutundan daha küçük mimari yapısı, detayların yüzeysel işlenişi, beşik çatılı olması, iki yataklı mezar odası ve ortasında ok şeklinde dikmesi bulunan üçgen alınlıklı cephe düzenlemesi ile Dağlık Frigya nekropollerindeki I. Grup mezarlarla benzerdir. Bu nedenle Deliktaş Kaya Mezarı'nın şimdilik kaydıyla MÖ 8-7. yüzyıla denk düştüğü söylenebilir (Şimşek ve Özdemir, 2019).



Şekil 5. Buldan çevresinde Menderes Masifi'nin stratigrasi ve Buldan Gnaysları ve bunları kesen Miyosen granitleri (Gökgöz, 2004'ten değiştirilmiştir.)

Figure 5. Stratigraphy of the Menderes Massif, Buldan Gneisses and Miocene granites cutting them around Buldan (modified from Gökgöz, 2004).



Şekil 6. Buldan, Karaköy Mahallesi'nde gnays bloğunda açılmış '*Deliktaş Kaya Mezarı*' (foto: Mehmet Özkul).

Figure 6. 'Deliktaş Rock Tomb' carved in a gneiss block in the Karaköy neighbourhood, Buldan (photo: Mehmet Özkul).

Kızılyer Triyas Evaporitleri

Honaz ilçesinde Kızılyer Mahallesi güneyinde ver alan Triyas döneminde oluşmuş evaporitler, Honaz Fayı'nın güneydoğusunda, taban bloğunda yer alır (Şekil 7). Evaporit oluşumları Likya Napları içindeki dolomit ve kireçtası gibi karbonat kayaçlarla birlikte dilimler halinde bulunur. Önceki çalışmalarda evaporit (jips) içeren birim 'Kaleboğazı Formasyonu' olarak adlandırılmıştır. Evaporitler ve birlikte bulunduğu nap dilimleri Menderes Masifi üzerine bindirme ile yerleşmiştir (Okay, 1989; Akgün ve Sözbilir, 2001). Jips içeren istif, beyaz-gri masif jips, siyah dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşı seviyelerinin

ardalanmasından oluşur (Şekil 8). Yüzeyde görülen jipsler daha önce var olan anhidritlerin su alması sonucu meydana gelmiş ikincil jipslerdir. Tipik olarak anhidrit mineral kalıntıları içeren porfiroblastik ve alabastrin dokular gösterirler (Gündoğan vd., 2008). Çatlaklarda elementer kükürt oluşumları gelişmiştir (Alçiçek vd., 2003). Önceki çalışmalarda herhangi bir fosil bulgusu elde edilememiş, dolayısı ile sağlıklı yaş verilememiştir. Ancak daha sonra yapılan ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ve δ^{34} S izotop analizlerine göre evaporitlerin Geç Triyas yaşlı olabileceği belirtilmiştir (Gündoğan vd., 2008). İstif, kıyıya yakın gel-git bölgesinin nispeten korunaklı alanlarında, tropikal-kurak iklim şartlarında çökelmiştir (Alçiçek vd., 2024).



Şekil 7. Geç Triyas karbonat-evaporit istifinin (Kaleboğazı Formasyonu) yüzeylediği Kızılyer ve Menteşe (Honaz) mahalleleri ve çevresinin jeoloji haritası ve enine jeolojik kesiti (Gündoğan vd., 2008, Şekil 2'den değiştirilmiştir).

Figure 7. Geological map and cross-section of the Kızılyer and Menteşe (Honaz) neighbourhoods and their surroundings, where the Late Triassic carbonate-evaporite sequence (Kaleboğazı Formation) crops out (modified from Gündoğan et al., 2008, Figure 2).



Şekil 8. Aradalanma gösteren karbonat (siyah-koyu gri renkli) – evaporit (açık renkli) seviyelerinin yakından görünümü.

Figure 8. Close-up view of intercalated carbonate (black-dark grey) - evaporite (light-coloured) levels.

Kızılyer Triyas Evaporit Jeositi (Grup a2) (Sekil 3, No. 02), Neotetis Okyanusu'nun açılmaya başladığı Geç Triyas dönemini temsil eder. Öneri jeosit, Akdeniz kusağı ya da Neotetis Okyanusuna yaşlı Trivas karbonat-evaporit özgü Gec olusumlarının Türkiye'de en ivi gözlendiği verdir. Bölgesel, ulusal ve uluslararası öneme sahip bu jeositin koruma statüsü olmadığından, yasal madencilik faaliyetleri (alçıtaşı üretimi) devam etmektedir. Ancak, işletmelerle yapılacak görüsmeler ve yapılacak bir protokolle sahanın uvgun bir kısmı koruma altına alınarak jeosit olarak düzenlenmesi mümkün olabilir.

Oligosen Yaşlı Denizli Molası

Molas terimi, başlangıçta bir orojenezdeki yükselmenin son aşamasından sonra bir dağ kuşağının aşınmasıyla ortaya çıkan, esas olarak sığ denizel ve karasal istifleri tanımlamak için kullanılmıştır (Homewood vd., 1986). Molasın çoğunlukla post-tektonik değil, sintektonik olduğu, yükselme ve deformasyon devam ederken napların aşınması sonucu geliştiği artık açıktır (Allaby, 2008).

Denizli ilinin de ver aldığı GB Anadolu'da Oligosen molas çökellerinin yüzeylemeleri oldukça yaygındır (Şekil 2) ve bu çökeller üzerine son villarda cok savida calisma vapilmistir (Akgün ve Sözbilir, 2001; Büyükmeric, 2017; Ilgar vd., 2024). Molas İstifi genel olarak karasal kaba kırıntılılar (alüvyal ve örgülü akarsu cökelleri), deltavik ve ver ver vama resifleri iceren sığ denizel çökellerden oluşur. Üst Oligosen (Sattiyen) yaslı Kale-Tavas molas istifi önceki çalışmalarda Karadere ve Mortuma olmak üzere iki formasyona ayrılmıştır (Hakyemez, 1989). Üstte Akitaniyen yaşlı Yemişendere Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Akgün ve Sözbilir, 2001; İslamoğlu ve Hakyemez, 2010).

Cankurtaran Molas Jeositi

Denizli Oligosen Molası (Grup a2), Mart 2024'de belirlenen 'Türkiye `nin En İyi 100 Jeolojik Mirası ve Anahtar Jeolojik Alanları' listesinde yer almıştır. Molas istifi, Denizli il merkezine 15 km mesafedeki Çukurköy Mahallesi, Cankurtaran Piknik Alanı (Sekil 3'de, 04 nolu nokta) ve Denizli-Muğla Karayolu boyunca çok iyi gözlenir ve kolayca ulaşılabilir bir konumdadır (Şekil 9). Söz konusu jeosit alanı Honaz Dağı Milli Parkı sınırları içinde kaldığından, korunan bir alandır. Kale-Tavas alt havzasına dahil edilen bu alanda daha çok istifin alt kısmını temsil eden Karadere Formasyonu'nun (Şattiyen) çakıltaşları bunlarla ardalanmalı kırmızı-kahverengi ve çamurtaşlarını görmek mümkündür (Şekil 9). Çakıltaşlarını oluşturan kaba taneler çoğunlukla Likya Napları'nın serpantin, peridotit v.b. koyu renkli ultrabazik kayaçlarından türemiştir. Yol yarmalarında ve doğal yüzeylemelerde kırmızı, bordo, kahverengi, gri ve yeşil tonların baskın olduğu bir renk harmonisi göze çarpar (Şekil 9).



Şekil 9. Denizli Oligosen molas istifi. Denizli-Tavas şehirlerarası D330 karayolu yolu, Cankurtan jeositi. Yol yarmasında yüzeylemiş çakıltaşları ve kırmızı şarabi renkli çamurtaşları (Karadere Formasyonu). Çakıltaşları büyük çoğunlukla Likya Napları'nın ultrabazik kayaçlarından türemiştir (foto: Mehmet Özkul).

Figure 9. Denizli Oligocene molasse sequence on Denizli-Muğla road (D330), Cankurtan geosite. Conglomerates and red to wine coloured mudstones (Karadere Formation) exposed in the road cut. The conglomerates are mostly derived from ultrabasic rocks of the Lycian Nappes (photo: Mehmet Özkul).

Denizli Karasal Neojen İstifi

Denizli karasal Neojen birimleri (Sekil 10) daha önceki çalışmalarda 'Denizli Grubu' olarak adlandırılmıs ve alttan üste doğru Kızılburun, Sazak ve Kolankaya olmak üzere üç formasyona avrilmistir (Simsek, 1984; Sun, 1990; Alcicek vd., 2007). Kızılburun Formasyonu alüvyon yelpazesi ortamında depolanmış, ağırlıklı olarak çakıltaşı, kumtaşı ve silttaşından kuruludur. Üste doğru yer yer kömür damarları içeren, bataklık koşullarında çökelmiş çamurtaşı ve killi kireçtaşlarına geçer. İçerdiği paleomemeli topluluklarına göre birimin yaşı Erken Miyosen (MN5-6) olarak belirlenmistir (Sarac, 2003). Üzerine uyumlu olarak yerleşen Sazak Formasyonu göl ortamında çökelmiş kiltaşı, silttaşı, killi kireçtaşı, kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşlarından meydana gelmiştir. Bunların dışında jips, halit, jipsli çamurtaşı da gözlenir. Formasyonu'nun paleomemeli Sazak vası topluluklarına göre Orta Miyosen (MN6-8) olarak verilmiş olup (Saraç, 2003), üzerindeki Kolankaya Formasyonu ile uyumlu ve geçişlidir. Kolankaya Formasyonu çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve kiltaşı aradalanmasından oluşur. Formasyona içerdikleri paleomemeli topluluklarına göre Geç Miyosen-Geç Pliyosen yaşı önerilmiştir (Saraç, 2003). Erten vd. (2014), Yenicekent dolayında yaptıkları çalışmada buldukları mikro memeli fosillerine göre (Şekil 11) Kolankaya Formasyonu'na ortageç Miyosen yaşını önermişlerdir. Yukarı doğru kabalaşan bir istiflenme sunan birim, gölden karaya doğru bir sığlaşmayı yansıtır.

Denizli Havzası'nın Neojen çökel dolgusu kendine özgüdür. Bu yönüyle Batı Anadolu'daki diğer graben dolgularından farklı özelliklere sahiptir. Bu farklı özelliklerden birisi de Kolankaya Formasyonu'nun, havzanın bazı yerlerinde Geç Miyosen '*Paratetis Mollusk Faunası*' içermesidir (Wesselingh vd., 2008). Günümüzde bu faunanın kalıntılarına Hazar Denizi'nde de rastlanmaktadır

Paratetis faunası için potansiyel bir jeosit önermek gerekirse, bu Sarayköy-Babadağ arasındaki karayolu üzerinde ya da yola yakın bir nokta olabilir. Kesin lokalitenin belirtilmesi tahribata neden olabileceğinden, tam olarak açıklanmamıştır. Babadağ yakın çevresinde Paratetis faunasına ek olarak mikromemeli fosil lokaliteleri de işaretlenmiştir (Wesselingh vd., 2008).

Öte yandan, Denizli Havzası'nın kuzeyinde Güney ilçesi yakınlarında Kolankaya ve Ulubey formasyonları arasındaki dokanakta mikromemeli fosil lokalitesinden MN 9 yaşı elde edilmiştir (Erten vd., 2014).

Denizli Volkanitleri

Batı Anadolu volkanik bölgesinin en güneyinde kalan Denizli Volkanitleri (Şekil 3, No. 04) (*Grup c*) yöredeki genç ve tek alkalen volkanik ürünler olarak karşımıza çıkmaktadır (Ercan vd., 1983). Volkanitlerin çoğu Honaz ilçe sınırları içinde, az bir kısmı da Serinhisar ve Acıpayam ilçelerinde yer alır. Denizli volkanitlerinin en kuzey ucunda yer alan Aydınlar bölgesine ulaşım Denizli-Ankara karayolunun 25. km'sinden başlayan Kocabaş-Yatağan dağ yolunun 14. km'sinde Aydınlar'a ulaşılır. Volkanitler en kuzeyde Aydınlar Mahallesi (Honaz), ortada Kocapınar Mahallesi (Serinhisar) ve güneyde Yeşilyuva Mahallesi (Acıpayam) olmak üzere üç farklı alanda yayılım göstermektedir.



Şekil 10. Denizli Havzası'ndaki Neojen karasal tortullarının ve traverten sahalarının dağılımını gösteren jeoloji haritası (Sun 1990 ve Özkul vd., 2002, 2013'ten değiştirilmiştir).

Figure 10. Geological map showing the distribution of Neogene terrestrial sediments and travertine fields in Denizli Basin (modified from Sun 1990 and Özkul et al., 2002, 2013).



Şekil 11. Yenicekent yakınlarında Kolankaya Formasyonu'nda bulunan bir mikro memeli fosili: *Megacricetodon yenicekentensis* M1, middle-late Miocene (Erten vd., 2014).

Figure 11. A micromammal fossil found in the Kolankaya Formation near Yenicekent: Megacricetodon yenicekentensis M1, middle-late Miocene (Erten et al., 2014).

Denizli Volkanitleri, bölgedeki genişleme rejimi ile uyumlu, küçük hacimli kütleler olup, lav akmaları ve dayklar şeklinde yerleşim gösterir. Yer yer Denizli Volkanitleri, yüksek $K_2O > 3$ %, MgO > 3 %, K_2O/Na_2O > 1 içerikli olup, egemen olarak potasik ve ultrapotasik kayaçlarla karakterize edilir (Semiz, 2003; Semiz vd., 2012). Radyometrik yaş verileri, gerçekleştirilen arazi bulguları ile uyumlu olup, volkanitler 7-4 my (Üst Miyosen-Alt Pliyosen) yaş aralığındadır (Elitez vd., 2018). Denizli Volkanitleri'nin yaşlarının kuzeyden güneye doğru gençleştiği ve volkanizma karakterinin de ayni yönde bazikleştiği görülmektedir. Ayni şekilde, volkanitlerin içerdikleri anklavların (Şekil 12a) bolluk dereceleri de kuzeyden güneye doğru azalmaktadır.



Şekil 12. Deniz Volkanitleri. (a) Volkanitlerde 'cognate' anklavlar (oklar). Anklavların çevresine göre daha koyu renkli olduklarına dikkat ediniz, (b) Üst Miyosen-Pliyosen gölsel istifi üzerine uyumsuz olarak gelen Denizli volkanitleri, Kocapınar Mahallesi, Serinhisar (fotolar: Barış Semiz).

Figure 12. Denizli Volcanics. (a) 'Cognite' enclaves in a volcanic block (arrows). Note that the enclaves are darker in colour than their surroundings. (b) Denizli Volcanics unconformably overlying the Upper Miocene-Pliocene lacustrine sequence, Kocapinar neighbourhood (Serinhisar, photos: Barış Semiz).

Aydınlar yöresi volkanik kayaçları piroklastik dokulu olup, mineralojik bileşimleri klinopiroksen, flogopit, apatit ve ortopiroksenden oluşmaktadır (Semiz vd., 2012). Volkanik kayaçlar içerisinde belirgin oranda çevresi ile ayni özellikteki anklavlar (*cognate inclusions*) yer almaktadır (Şekil 12a). SiO₂ içerikleri %55,99-56,26, K₂O %5,16-5,27, Mg %56,71-58,54, Cr 120-130 ppm, Ni 42-63 ppm arasında değerler göstermektedir (Semiz, 2003). K₂O/Na₂O %1,36-1,38 arasında değişmektedir. Bünyelerinde bulunan plajiyoklazın varlığından dolayı ve ayrıca Cr ve Ni içerikleri sebebiyle normal anlamda *'lamproit'* olarak düşünülmemektedir. Ayrıca, petrografi çalışmalarına ilaveten, jeokimyasal karakteristikleri kullanarak birimlere ait lav örneklerinin lamproitik affiniteli olduğu belirlenmiştir (Semiz vd., 2012).

Aynı güzergâh üzerinden 18 km daha devam edildiğinde Kocapınar Mahallesi'ne ulaşılmaktadır. Kocapınar Mahallesindeki volkanik kayaçlar, alttaki Neojen yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak gelir (Şekil 12b) ve yer yer Neojen birimlerini kesen dayklar şeklinde yerleşimler gözlenir. Volkanik kayaçlar hiyaloplitik dokuda olup klinopiroksen, fonolit, manyetit ve az miktarda olivin içerdikleri belirlenmiştir. Yeşilyuva yöresindeki volkanitler diğerlerinden farklı olarak klinopiroksen, olivin ve flogopit içerirler.

Kuvaterner Fosil Bulguları

Kuvaterner'deki fosil bulguları travertenlerden ve akarsu cökellerinden elde edilmistir. Traverten oluşumlarından, özellikle Ballık ocaklarından çok sayıda fosil bulgusu elde edilmiştir (Şekil 13a-e). İyi taşlaşmış olmaşı nedeniyle, travertenlerden kazı yapılarak fosil bulunması zordur. Fosil bulguları daha çok, traverten ocaklarından çıkarılan blokların fabrikalarda yapılan kesim işlemleri sırasında elde edilmektedir. Traverten hızlı çökelen bir karasal karbonat kayacı olmasından dolayı, ölen hayvana ait kemikler çok hızlı bir şekilde CaCO₂ ile kaplanmakta ve hiç bozulmadan fosillesmektedir. Bu nedenle bulunan fosiller müze kalitesinde olup, 1-2 milyon yıllık Anadolu omurgalı hayvan faunasına ışık tutmaktadır. Ayrıca bu travertenlerde bulunan Homo erectus (ayakta duran insanımsı) (Kappelman vd., 2008), Anadolu'da bulunan ilk örnektir (Şekil 13a). *Homo erectus* bulgusu 13 Mart 2024 tarihinden itibaren Denizli Kent Müzesi'nde sergilenmeye başlanmıştır. Bulunan diğer fosil bulguları üzerine yapılan çalışmalarda şimdiye kadar yengeç (Şekil 13b), geyik boynuzu - *Dama* sp. (Şekil 13c; Erten vd., 2005), Bison (*Bison* sp.), at (Equus aff. Suessenbornensis) (Şekil 13d), gergedan (Şekil 13e) (Pandolfi ve Erten, 2017), fil ve su aygırı fosilleri tanımlanmıştır. Tanımlanan bu fosillerden çoğu Kuvaterner döneminde Anadolu da ilk kez tanımlanan cins ve türlerdir.

Travertenler dışında, il merkezinin yakın KD'sundaki Gökpınar lokalitesinde akarsu çökellerinden Pleyistosen'e (MNQ18-19) karşılık gelen mikro memeli fosilleri bulunmuştur (Şekil 13f-h) (Erten vd., 2014, Erten, 2018).

Öte yandan, Denizli Havzası Kuvaterner dönemi yaygın traverten oluşumları ile bilinir. Bu yönüyle, Batı Anadolu'daki diğer Kuvaterner havzalarından ayrılır. Traverten oluşumları havzanın değişik kesimlerinde (Ör., Pamukkale, Karahayıt, Akköy, Ballık, Kocabaş, Gürlek, Aşağıdağdere, Karateke-Honaz, Yenice) irili ufaklı yüzeylemeler şeklinde görülür (Özkul vd., 2013). Traverten oluşumları bugüne kadar değişik amaçlarla ulusal ve uluslararası birçok çalışmaya konu olmuştur (Altunel ve Hancock, 1993; Özkul vd., 2002, 2013; Claes vd., 2015). 'Denizli Traverteni' antik dönemde 'Lykus Vadisi' olarak ta bilinen Çürüksu Havzası'nda, bulunan Hierapolis, Laodikeia, Tripolis ve Colasaae gibi kentlerin inşasında kullanılan başlıca yapı taşı olmuştur. M.Ö. 2. Yüz yıldan günümüze kadar kullanılmış ve halen kullanılmakta olan Denizli Traverteni, Uluslararası Jeolojik Bilimler Birliği - IUGS tarafından 'küresel mirastaş' olarak onaylanmıştır (URL 1; Özkul vd., 2024a).



Şekil 13. Kuvaterner fosil bulguları. Denizli Traverteni'nden elde edilen fosil bulguları: (a) *Homo erectus* bulgusundan değişik görüntüler (Kappelman vd., 2008, Şekil 2'den), (b) Yengeç fosili, Ballık traverten ocakları, Kaklık, (c) Geyik boynuzları (*Dama* sp.), (d) Horse teeth (Equus aff. Suessenbornensis), (Erten vd., 2005), (e) Gergedan çenesi ve dişleri (*Stephanorhinus hundsheimensis*) (Pandolfi ve Erten, 2017). Akarsu çökellerinden sağlanan fosil bulguları: (f) *Spalax denizliensis* alt m1 (Erten 2017), (g) *Mus denizliensis* alt m1 (Erten vd 2016) ve (h) *Extrarius orhuni* üst M1 (Erten 2016).

Figure 13. Quaternary fossil findings. Fossils obtained from Denizli Travertine: (a) Different views of the Homo erectus finds (Kappelman et al., 2008, Figure 2), (b) Crab fossil, Ballık travertine quarries, Kaklık, (c) Deer antlers (Dama sp.) (d) Horse teeth (Equus aff. Suessenbornensis) (Erten et al., 2005), (e) Rhinoceros jaw and teeth (Stephanorhinus hundsheimensis) (Pandolfi and Erten, 2017). Fossil finds obtained from fluvial sediments: (f) Spalax denizliensis lower m1 (Erten, 2017), (g) Mus denizliensis lower m1 (Erten, 2016) and (h) Extrarius orhuni upper M1 (Erten, 2016).

Kuvaterner Traverten - Tufa Jeositleri

Pamukkale

Denizli'nin ve ülkemizin en fazla ilgi gören turizm destinasyonlarından birisi olan Pamukkale (Grup d, Sıcak su karbonatları) ve üzerine kurulmuş Hierapolis Antik Kenti (Özkul vd., 2024b), 1988 yılından bu yana UNESCO'nun Mirası Listesinde yer almaktadır. Dünva Ayrıca, 'Pamukkale Travertenleri' 2022 yılında Uluslararası Yerbilimleri Birliği'nin belirlediği Dünya'nın İlk 100 Jeolojik Miras Alanı listesine de kabul edilmiştir (IUGS 2022). 2023 yılında 2.200.000'den fazla yerli ve yabancı turistin zivaret ettiği bu miras alanını cazibe merkezi haline getiren, sahip olduğu doğal (jeolojik olusumlar) ve kültürel varlıklardır. Pamukkale'nin kültürel mirası essiz traverten oluşumlarıyla bağlantılıdır.

Pamukkale'deki jeolojik çeşitlilik (Şekil 14a-f) başlıca termal kaynaklar, farklı traverten olusumları (traverten terasları, kanal tipi travertenler (Sekil 14c) gibi ver sekilleri, antik traverten ocakları (Sekil 14d), tektonik yapılar (fay, açılma çatlakları ve traverten sırtları) ve deprem izlerinden oluşur (Altunel ve Hancock, 1993; Piccardi, 2007; Özkul vd., 2013, Brogi vd., 2014; Kumsar vd., 2016a; Scoon, 2021). Pamukkale'de sıcaklıkları ortalama 34,5 °C ve toplam mineralizasyonu 2200 mg/l olan CO2'ce zengin çok sayıda termal kaynak bulunur (Şimşek vd., 2000; Kele vd., 2011). Bunlar arasında Antik Havuz Kaynağı ve Jandarma Kaynağı (Şekil 14a) önde gelen kaynaklardır. Kaynak ağızlarında su ile birlikte gaz çıkışları da olmaktadır (Pfanz vd., 2018). Antik havuzda bir açılma çatlağı boyunca çıkan ve sıcaklığı 34,5 °C civarında olan kaynak suyu akış yönünde havuz oluşturur, daha sonra traverten teraslarına doğru akışına devam eder.

Havuzdaki antik sütun ve yapıtaşı kalıntıları burada özel bir görünüm ortaya çıkarmıştır. Termal kaynaklar arasında turistlerin en çok ilgi gösterdiği bu antik havuzdur. Ziyaretçilerin ilgisini çeken diğer noktalar ve etkinlikler, traverten teraslarını seyretmek, eski yolda yukarıdan aşağı çıplak ayakla Kocaçukur'a doğru yürümek; tiyatro, agora, plütonyum, anıt mezar, hamam bazilika, anıtsal çeşme, halk tuvaleti v.b. traverten yapıtaşı kullanılarak inşa edilmiş antik dönem yapılarının oluşturduğu kültürel peyzajda dolaşmaktır.

M.Ö. 1. yy ile M.S. 3. yy arasında inşa edilen Plutonium (Şekil 14f) bir açılma çatlağından çıkan termal kaynak alanı üzerine kurulmuştur (D'Andria, 2003). Kaynak alanında önemli ölçüde CO_2 gazı da çıkmaktadır. Antik dönemdeki inanışa göre yapının altındaki mağara yeraltı dünyasına açılan bir kapıydı. Mağaraya giren ya da sokulan canlılar ve suçlular kısa sürede ölüyorlardı. Bunun nedeni aslında mağara içinde birikmiş CO_2 gazının öldürücü etkisinden başka bir şey değildi (D'Andria 2003; Pfanz vd., 2018).

Pamukkale jeotermal alanında, beyaz traverten teraslarının eteğinde bir açılma çatlağının doğu ucu yakınında Çukurbağ termal kaynağı bulunmaktadır. Bu kaynak, sıcaklığının (57,1 °C) ve kimyasal bileşiminin Karahayıt termal sularına benzer olması açısından ilginçtir (Özkul vd., 2013).

Karahayıt

Karahayıt, Pamukkale beyaz traverten alanının 4,5 km kadar kuzeybatısında yer alır. Karahayıt yerleşim alanının batısında önceleri açılma çatlağından boşalan, ancak zamanla termal su basıncının düşmesi sonucu açılan sondajdan çıkan ~53 °C'lık termal sular kırmızı renkli traverten *(Grup d)* oluşturur (Şekil 15a ve b). Bu nedenle halk arasında *'Kırmızı Su'* olarak bilinir (Şekil 15b). Bu kahverengi-kırmızı renk, aslında termal sudaki yüksek demir içeriğinden kaynaklanır. Yapılan çalışmalarda Karahayıt termal sularında toplam iyon miktarının 3.000 mg/l civarında olduğu ve Fe değerlerinin 0,33 ile 2,71mg/l arasında değiştiği ortaya konulmuştur (Kele vd., 2011; Alçiçek vd., 2019). Bu değerler Pamukkale'deki kaynak sularının Fe değerlerine göre oldukça yüksektir.

Karahayıt termal suları çoğunlukla Ca-Mg-HCO₃- SO_4 tipinde sulardır (Alçiçek vd., 2016a).



Şekil 14. Pamukkale'de jeoçeşitlilik örnekleri. (a) Jandarma kaynağı, (b) Traverten terasları, (c) Kendiliğinden oluşmuş kanal tipi travertenler, (d) Antik traverten ocağı, güney kapısı, (e), Hamam Bazilika; inşasında traverten kesme taşların kullanıldığı yapı deprem nedeniyle geriye doğru eğilmiş durumdadır, (f) Plütonyum, yapının önünde (sağ altta), açılma çatlağından yükselen termal su ve kemerli kapıdan girilen mağaradan CO_2 gazı çıkışı, okla işaretli (fotolar: Mehmet Özkul).

Figure 14. Geodiversity examples in Pamukkale. (a) Jandarma spring, (b) Travertine terraces, (c) Self-built channel travertines, (d) Ancient travertine quarry, south gate, (e), Hamam Basilica; the structure, in which travertine cut stones were used for construction, was tilted backwards due to earthquakes, (f) Plutonion; thermal water rising from an extensional crack and CO_2 gas exit from the cave entered through the arched door in front of the structure (bottom right), marked with an arrow (photos: Mehmet Özkul).



Şekil 15. Karahayıt Kırmızısu. (a) Sondajdan çıkan sıcak suyun yapay teras havuzlarını kat ederek yamaç aşağı akışı, (b) Sondaj ağzında artezyen yapmış sıcak suyun oluşturduğu tümsek. Demir oranı yüksek termal su kahverengi bir tortu bırakır. Yeşil renk, termofil (sıcak suya adapte olmuş) mikrobiyal organizmalardan kaynaklanır (fotolar: Mehmet Özkul).

Figure 15. Karahayıt Kırmızı Su. (a) The flow of hot water passing through artificial terrace pools downslope of the borehole, (b), The mound formed by hot water from an artesian well at the borehole mouth. Thermal water with high iron content leaves a brown sediment. The green coloor is due to thermophilic (adapted to hot water) microbial organisms (photos: Mehmet Ozkul).

Kamara Traverten Sırtı

Kamara Traverten Sırtı (Grup d), Buldan İlçesi Yenicekent beldesinin yaklaşık 4 km KD'sunda, Büyük Menderes vadisinde yer alır (Şekil 3, No: 7). Yerel halk arasında 'Kamara Hamamı' ya da 'Kamara Kaplıcası' adıyla bilinir (Şekil 16). Sırttan sonra vadi yukarı gidildiğinde önce Cindere Barajı ve ardından Güney Şelalesi'ne ulaşılır. Sırtın uzunluğu ~ 65 m ve taban genişliği 15 m ve yüksekliği ~5,5-6 m kadardır. K30°-40°B doğrultulu sırt ekseni, Denizli Havzası'nın KB gidişli havza kenarına az çok paralellik gösterir. Sırt KKD-GGB doğrultusunda asimetrik bir yapıya sahiptir. O nedenle kuzey kanattaki traverten tabakaları daha diktir (Şekil 16). Jeotermal alanda 54 °C sıcaklığa ve yaklaşık 3.300 mg/l toplam mineralizasyona sahip (Alcicek vd., 2016b) termal suyu olan hamam işletmesi Kamara Traverten Sırtı'na bitişik durumdadır (Şekil 16). Hamam yakınlarında B. Menderes Vadisi'nin her iki tarafında çok sayıda eski traverten ocağı bulunur. Antik dönemde Tripolis kentinin inşasında kullanılan yapıtaşları büyük oranda bu traverten ocaklarından sağlanmıştır (Koralay vd., 2018; Özkul vd., 2024a) Günümüzde de aynı bölgedeki bir ocakta bantlı traverten blok üretimi devam etmektedir.

Kamara Traverten Sırtı, Denizli Havzası'ndaki sırt tipi traverten oluşumları arasında en iyi durumda olanlardan birisidir. Jeositte 1990'lı yıllardan bu yana traverten oluşumu, hidrotermal akışkan ve aktif tektoniği konu alan birçok çalışma yapılmıştır (Çakır, 1999; Bülbül, 2000; Özkul vd., 2002; De Filippis vd., 2012; Brogi vd., 2016).

Kamara Traverten Sırtı resmi olarak koruma statüsüne sahip olsa da yıllardır yanı başında bulunan hamam işletmesinden (Şekil 16) olumsuz etkilenmiştir ve bu durum hala devam etmektedir. 2000'li yılların başına kadar sırtın doruk ekseni boyunca yer yer termal su çıkışları (kaynaklar) varken, yakın çevredeki jeotermal kuyular nedeniyle günümüzde termal su seviyesi düşmüş durumdadır. Bu nedenle hamam işletmesi sırt ekseninin ~20 m güneyinde açtığı kuyudan sıcak su ihtiyacını karşılamaya devam etmektedir.



Şekil 16. Kamara Hamamında bulunan traverten sırtı ve sağda hamam yapıları (foto: Mehmet Özkul).

Figure 16. Travertine ridge in Kamara Bath and bath structures on the right (photo: Mehmet Özkul).

Tekkehamam

Sarayköy ilçe merkezinin 5 km batısında bulunan Tekkehamam (Grup d), Denizli'nin ve ülkenin önde gelen jeotermal sahalarından birisidir (Şekil 3, No: 08). Sahanın 3,5 km kadar KKD'sunda Türkiye'nin ilk jeotermal enerji santrali olan Kızıldere jeotermal enerji üretim tesisleri bulunur (Bozkava vd., 2024). Tekkehamam, halk arasında 'Kokar Hamam' veya 'Uyuz Hamami' gibi adlarla bilinir. Sahava 9 km mesafedeki Buharkent (Aydın) ilçesinden de ulaşmak mümkündür. Sahada cok sayıda termal kaynak, termal sondaj, sıcak su havuzları, küçük göller ve buhar çıkışları vardır (Şekil 17a, b). Genellikle Na-SO4 tipindeki termal suların sıcaklığı 99,7 °C'ye kadar çıkar (Simşek, 1985, 2003; Avşar ve Altuntaş, 2017). Toplam iyon miktarları 3.400 mg/l civarındadır. Kaynak ağızlarında elementer (saf) kükürt olusumları (Sekil 17b) ve capları 1.0-1.5 cm ve kadar çıkan 'pizolit' taneleri gözlenir (Şekil 17c). Pizolitler mineralojik olarak çoğunlukla aragonit bileşimlidir (Richter ve Besenecker, 1983; Özkul vd., 2013). Önceki yıllarda turizm sahası olarak açıklanan alan, daha sonra jeotermal enerji üretim sahasına dönüştürülmüştür. Bu nedenle, çok sayıda üretim kuyusu ve re-enjeksiyon kuyusu açılmış, iletim boruları döşenmiş ve seralar kurulmuştur. Bu durum, alanın termal turizm-jeoturizm yönünden cazibesine gölge düşürmektedir (Özkul vd., 2024b).

Buradaki termal tesislerden sıcak su ve çamur banyoları ile buharla basur tedavisi ve *'içme'* amaçlı yararlanılmaktadır. İnaltı'ndaki işletme yetkililerine göre, sıcak su havuzlarından toplanan çamur, çamur maskesi, sivilce, uyuz, romatizma ve varis tedavisinde kullanılmaktadır (Özkul vd., 2024b). Çamur ürünleri, ayrıca paketlenerek yurt içine ve yurt dışına satılmaktadır. Yörede geleneksel hamamlar yanında bir adet dört yıldızlı termal otel de bulunmaktadır.

Diğer taraftan, İnaltı Kaplıcaları'nın güneyindeki tepelik alanda Neojen istifinin gölsel çökellerinde, çatlak dolgusu şeklinde kükürt oluşumlarına rastlanır. Kükürt üretimi için geçmiş yıllarda MTA tarafından açılmış, işletilmiş ve daha sonra terkedilmiş çok sayıda kükürt üretim galerisi ve/veya mağara bulunmaktır (Şekil 17d).

Güney Şelalesi

Güney Şelalesi, adını aldığı Güney ilçesi yakınlarında Büyük Menderes Nehri'nin sol sahilinde, deniz seviyesinden 220 - 400 metre yüksekte, KB'ya bakan bir yamaç üzerinde yer alır (Şekil 3, No. 09; Şekil 18). Şelale alanı Güney ilçesine 12 km, Denizli il merkezine 72 km mesafededir. Şelale'ye iki şekilde ulaşmak mümkündür: (1) Yenicekent'ten Büyük Menderes Nehri'nin aktığı vadi içindeki yolu akış yukarı izleyerek Cindere Barajı üzerinden, (2) Güney ilçe merkezinden aşağı yönde (güneye) uzanan yoldan Cindere Barajı gövdesi üzerinden geçerek ulaşılır. Şelale alanı özellikle bahar ve yaz ayları için yörenin önde gelen rekreasyon alanlarından birisidir (Ceylan, 2000).



Şekil 17. Tekkehamam jeotermal sahasından arazi görüntüleri. (a) İnaltı (Tekkehamam) termal kaynaklarından genel bir görünüm (foto: Mehmet Özkul), (b) Termal kaynak ağzında kükürt oluşumları (foto: Mehmet Özkul), (c) Termal kaynak ağzında pizolit oluşumları (foto: Mehmet Özkul), (d) İnaltı Termal Tesisleri'nin güneyindeki tepelik alanda kükürt mağaraları (foto: Bekir İnce).

Figure 17. Field images from the Tekkehamam geothermal field. (a) A general view of İnaltı (Tekkehamam) thermal springs (photo: Mehmet Özkul), (b) Sulphur formations at the spring orifice (photo: Mehmet Özkul), (c) Pisolite formations at the spring orifice (photo: Mehmet Özkul), (d) Sulphur caves in the hilly area south of İnaltı Thermal facilities (photo: Bekir İnce).



Şekil 18. Güney şelalesi jeositinden bir görünüm (foto: Mehmet Özkul).

Figure 18. A view of the Güney waterfall geosite (photo: Mehmet Özkul).

Menderes Masifi'nin mermer-şist dokanağından boşalan Ca-HCO₂ tipindeki kaynak suları yamaç aşağı akarken tufa çökeltir (Şekil 18). Sahada, sızıntılar dışında başlıca 4 adet kaynak bulunur. Kaynak ağızlarında 16,7-18,8 °C arasında değişen su sıcaklığı, akış aşağı mevsimsel farklılıklar gösterir (Özkul vd., 2010; Çizelge 1). Akış aşağı tufa alanını geçen sular Cindere baraj gölüne boşalır. Güncel ve fosil tufa çökelleri toplam 20 hektarlık bir alan kaplar. Karbon-14 yöntemiyle yapılan yaşlandırma çalışmalarına göre yaşlı tufa örneklerinden, günümüzden 2000-5800 yıl öncesine kadar değişen yaşlar elde edilmiştir (Özkul vd., 2010). Buna göre jeositteki fosil / pasif tufa oluşumları Holosen'den (son 11.000 yıl) yaşlı değildir (Horvatinčić vd., 2005; Özkul vd., 2010).

Tufa oluşumları, oluştukları dönemlerin ortam, iklim ve hidroloji kayıtlarını bünyelerinde barındırırlar (Andrews, 2007; Dabkowski vd., 2015). Güney Şelalesi jeositi 'yamaç tufaları' veya 'kaynak dizisi' tufalarına (Martín-Algarra vd., 2003) ulusal ve uluslararası düzeyde referans olabilecek bir örnektir (Özkul vd., 2010). Güney Şelalesi, bilimsel araştırma, doğa eğitimi ve doğa turizmi-jeoturizm açısından *Denizli Traverten Jeopark*ı projesinin olası jeositleri arasında düşünülmektedir.

Gökpınar Vadisi

Denizli Havzası kaynak çökelleri bakımından oldukça zengindir. Bunların çoğu traverten, bazıları da tufa özelliği taşır. Denizli il merkezinin 16 km doğusunda, Denizli-Muğla şehirlerarası D330 karayolu yolu üzerindedir. Güneydoğudan kuzeybatıya doğru akan Gökpınar Vadisi'nin (Sekil 19a) her iki yamacı boyunca da tufa çökelleri gözlenir. Tufa istifinin kalınlığı 70 m'nin üzerindedir (Çağdaş, 2020). Gökpınar tufaları 'akarsu tufaları'nın (=fluvial tufa veya riverine tufa; Andrews, 2007; Arenas vd., 2014) tipik bir örneğidir. Hırvatistan'daki Plitvice Gölleri Ulusal Parkı'nda ver alan Krka karstik vadisi boyunca oluşmuş ve oluşumuna devam eden akarsu tufaları dünya çapında en güzel örneklerinden birisidir (Emeis vd., 1987; Chafetz vd., 1994).

Gökpınar Vadisi'nde aynı adı taşıyan karstik bir kaynak bulunur. Kaynak Denizli il merkezinin içme suyu ihtiyacının önemli bir kısmını karşılamaktadır. Vadide yapılan bir yüksek lisans tezinde (Çağdaş, 2020) kaynak suyunun kalsit, aragonit, barit ve kuvars gibi mineraller bakımından doygun olduğu belirlenmiştir. Vadiyi çevreleyen yüksek alanlarda Mesozoyik (Triyas-Kretase) karbonatları yüzeyler (Okay, 1989). Bazı tufa kütleleri içinde mağara oluşumları gözlenir (Şekil 19b). Her ne kadar tufalarda depolanma sırasında birincil mağara oluşumları gözlense de (Özkul vd., 2010, Şekil 4f), bu mağaraların insan eliyle açıldığı düşünülmektedir.



Şekil 19. Gökpınar vadisi jeositinden arazi fotoğrafları.
(a) Gökpınar Vadisi'nin genel görünümü, GD'ya bakış.
(b) Tufa kayalıklarında açılmış mağaralar (fotolar: Mehmet Özkul).

Figure 19. Field photographs of the Gökpınar Valley geosite. (a) General view of Gökpınar Valley, view to the SE. (b) Caves excavated in tufa rocks (photos: Mehmet Özkul).

Gökpınar tufa istifi Kuvaterner dönemi ortam ve iklim değişimlerinin kayıtlarını içinde barındırmaktadır. O nedenle önümüzdeki yıllarda bu amaçla yapılacak çalışmalar için de hedef alanlardan birisidir.

Koruma altında olan vadinin her iki tarafı doğa sporları (yürüyüş, bisiklet, tırmanma v.b) için oldukça uygundur. Ayrıca 1924-1954 yılları arasında vadi içinde il merkezinin aydınlatma ve sanayi elektrik ihtiyacını karşılamak için kurulmuş hidroelektrik santrali mirası yer almaktadır (Haytoğlu, 2018). Yapılacak çevre ya da jeosit düzenlemeleri sırasında söz konusu mirasın görünür hale getirilmesi düşünülmelidir.

Antik Traverten ve Mermer Ocakları

Antik traverten ve mermer ocakları Denizli Havzası'nın kuzey ve güney kenarlarında yer almaktadır (Şekil 3, No: 25-29) Antik traverten ocaklarının çoğu Pamukkale, Karayıt ve Yenicekent'te bulunmaktadır (Şekil 20a ve b). Buna karşılık, mermer ocakları, havzanın hem kuzey ve hem de güney kenarlarında (Koralay ve Kılınçarslan, 2015; Koralay, 2017), yükselmiş horst alanlarında yüzeyleyen Menderes Masifi'nde açılmıştır (Şekil 3, 20a, b). Mermerler Çürüksu Havzası antik kentlerinde travertenden sonra en çok kullanılan ikinci yapıtaşı grubudur (Özkul vd., 2024a).

Pamukkale'de gerçekleştirilen saha çalışmaları, kentin çok yakınında, (en fazla 3 km mesafede) 21 adet bantlı traverten ocağı tespit edilmiştir (Scardozzi, 2019; Scardozzi vd., 2019). Bantlı travertenler, fay düzlemlerinden ve Çukurbağ'da (Pamukkale) olduğu gibi, sırt tipi travertenlerin ana ekseni boyunca çıkarılmıştır. Bazı durumlarda taş ocağı duvarlarında bugün bile keski izlerine rastlanmaktadır (Şekil 20d).



Şekil 20. Denizli Havzası'nda antik traverten ve mermer ocakları. (a) Çukurbağ traverten ocağı (Pamukkale), öndeki açıklık ocağın ana girişidir, kuzeye bakış, (b) Tripolis (Yenice) traverten ocağı, (c) Domuzderesi mermer ocağı, havza güneyi, (d) Hierapolis (Pamukkale) mermer ocağının yakından görünümü (fotolar: Tamer Koralay)

Figure 20. Ancient travertine and marble quarries in the Denizli Basin. (a) Çukurbağ travertine quarry (Pamukkale), aperture in front is the main entrance of the quarry, view to the north, (b) Tripolis (Yenice) travertine quarry, (c) Domuzderesi marble quarry, south of the basin, (d) Close-up view of Hierapolis (Pamukkale) marble quarry (photos: Tamer Koralay).

Küresel mirastaş olarak Denizli Traverteni

Denizli Traverteni, M.Ö. 2. yüzyıldan bu yana Cürüksu Vadisi (Lycus Valley) antik kentlerinde (Hierapolis, Laodikeia, Tripolis ve Colassae) ana yapıtaşı olmuştur (Özkul vd., 2024a). Bugün de hala yurt içi ve yurt dışında kullanılan ve ticareti vapılan bir taştır. Denizli Traverteni için 2011 yılında Denizli Ticaret Odası (DTO) tarafından coğrafi isaret alınmıştır (Özkul, 2019). Öte yandan, Uluslararası Jeolojik Bilimler Birliği (IUGS) önemli yapılarda ve anıtlarda kullanılmış ve insan kültürünün ayrılmaz bir parçası olmuş doğal tasları 'küresel mirastas' olarak onaylamaktadır. Simdiye kadar Dünya'da bu sekilde 55 tas onaylanmıştır. Küresel mirastaş özelliği taşıyan 'Denizli Traverteni' de Ağustos 2024'de yukarıda sözü edilen 55 taş arasında yer almıştır (Ehling vd., 2024; URL 2).

Tektonik Jeositler

Bu başlık altında Denizli Havzası'nı kontrol eden ve iyi çalışılmış faylar (Şekil 3, No: 11-13) *(Grup f)*, toplumda deprem konusunda farkındalık oluşturmak ve yerbilimleri eğitim alanları olarak düşünülmüştür. Bu kapsamda havzayı sınırlayan Honaz Fayı, Babadağ Fayı ve Pamukkale Fayı (Kaymakçı, 2006; Koçyiğit, 2005; Hançer 2013; Özkaymak, 2015; Topal ve Özkul, 2018) ve bu fay hatları üzerinde bulunan temas noktaları ele alınmıştır.

Honaz Fayı ve Üzerindeki Temas Noktaları

Honaz Fayı (Şekil 3, No: 11), Denizli Havzası'nı güneyden sınırlayan D-B uzanımlı tipik bir normal faydır (Şekil 10 ve 21). Batıda Karateke Mahallesi yakınlarından başlar ve doğuya doğru Honaz ilçe merkezi üzerinden Menteşe Mahallesi'nden geçerek doğuya doğru uzanır (Şekil 21). Fayın taban bloğunda (güney blok) metasedimentler, ofiyolitik melanj ve Geç Triyas karbonatevaporitleri yer alır (Şekil 7 ve 8) (Gündoğan vd., 2008). Buna karşılık tavan bloğunda (kuzey blok) Neojen yaşlı karasal çökeller, traverten, alüvyon, alüvyon yelpazesi ve yamaç molozu bulunur (Bozkuş vd., 2000). Bu çalışmada fay zonu üzerinde batıdan doğuya birkaç jeosit ve temas/gözlem noktası belirlenmiştir (Şekil 21). Ayrıca batı kesiminde fayın tavan bloğunda bulunan açılma çatlakları boyunca sırt tipi ve fay önü traverten oluşumları yaygındır. Karateke ve Emirazizli Mahalleleri arasında KB-GD uzanımlı Obruktepe, traverten sırt morfolojisine sahip bir örnektir. Ancak, traverten ocak işletmesi nedeniyle sırtın orijinal görünümü önemli ölçüde yok edilmiştir.



Şekil 21. Honaz Fayı üzerindeki gözlem (temas) noktaları.

Figure 21. Points of interest on the Honaz Fault.

Uzunluğu yaklaşık 13 km olan Honaz Fayı'nın (Bozkuş vd., 2001) eğimi kuzeye doğru 40°- 60° arasında değişir. Fay düzlemi (Şekil 22a, b) üzerindeki fay çiziklerinin konumu 35° ile K25°B'ya doğrudur. Honaz Fayı aktif (diri) bir faydır. Aletsel dönemde büyüklüğü 5,7M_w'ye kadar çıkan depremler kaydedilmiştir (Özkaymak, 2015; Topal ve Özkul, 2018). Kaydedilen depremlerin odak derinliği 5-15 km arasında değişir.



Şekil 22. Menteşe Mahallesi yakınındaki ilgi noktasında (Şekil 21) Honaz fay düzleminden görüntüler. (a) Kayma çizikleri (okla işaretli), (b) Fay düzleminde oluk yapısı (fotolar: Mete Hançer).

Figure 22. Images from the Honaz fault plane at the point of interest (Figure 21) near Menteşe neighbourhood. (a) Slip lines (arrowed), (b) Groove structure on the fault plane (photos: Mete Hançer).

Pınarbaşı Kaynağı Temas Noktası

Honaz fayının batı ucuna yakın bir konumda yer alan Pınarbaşı Kaynağı (Şekil 10), fay zonu üzerinde bulunan en önemli ilgi noktalarından birisidir. Deniz seviyesinden 492 m yukarıda olan kaynak, Honaz ilçesine 2 km, Denizli il merkezi'ne ise Karateke Mahallesi üzerinden 15 km mesafededir. Halk arasında 'Göz' adı ile de bilinir. Menderes Masifi'nin örtü birimleri arasında yer alan Mesozovik yaslı rekristalize kirectaslarından boşalan karstik özellikteki Pınarbaşı kaynağı (Şekil 23), Denizli'deki su kaynaklarının en önemlilerinden birisi olup, debisi mevsimlere bağlı olarak 900-1.400 l/s arasında değişir. Su sıcaklığı 18,6-18,9 °C, pH 7,09-7,42, elektriksel iletkenlik 611–657 µS/cm ve HCO₃ 236 mg/l dir. Ca-Mg-HCO₃-SO₄ tipindeki Pınarbaşı kaynağı, genellikle sulama suyu olarak kullanılmaktadır (Gökgöz ve Semerci Aygün, 2023). Kaynak Devlet Su İşleri'nin gözetimindedir.



Şekil 23. Pınarbaşı Kaynağı. Honaz fayının batı ucuna yakın (Şekil 21) bir noktada yer alır (foto: Mehmet Özkul).

Figure 23. Pınarbaşı Spring, located near the western end of the Honaz fault (Figure 21) (photo: Mehmet Özkul).

Kayaltı ve Değirmenler Temas Noktaları

Kayaltı temas noktası, Pınarbaşı Kaynağı'nın yaklaşık 1,0 km kuzeyinde bulunur. GB'dan-KD'ya 1,25 km kadar izlenen tufa kayalıkları (Şekil 24) orta kesiminde 20 m yüksekliğe sahiptir ve yanlara doğru yükseklik giderek azalır. Tufa cephesi KB'ya bakmaktadır (Şekil 24 ve 25a). KB'ya bakan cephede tufa kütlesinde açılmış bir kaya yerleşiminin girişi göze çarpar (Şekil 25a).



Şekil 24. Pınarbaşı kaynağı, Kayaltı tufa kayalıkları ve Değirmenler temas noktalarının konumu.

Figure 24. Location of Pınarbaşı spring, Kayaltı tufa cliffs and Değirmenler points of interest.

Kayaltı tufa kayalıklarının KD ucunda '*Değirmenler*' olarak bilinen noktada eski su değirmeni kalıntıları (Şekil 25b) ve bir kır lokantası bulunur. 1970'li yılların başına kadar Pınarbaşı kaynağından toprak kanallardan gelen sularla işletilen su değirmenlerinin bulunduğu '*Değirmenler*' temas noktasında tufa oluşumu sınırlı da olsa devam etmektedir (Şekil 25b).

Pınarbaşı kaynağı, Kayaltı tufa kayalıkları ve Değirmenler'den oluşan bu üç temas noktası (Şekil 24), bilimsel olarak iyi çalışılmış (Horvatinčić vd., 2005; Gökgöz ve Semerci Aygün, 2023), birbirine yakın konumda, manzara ve ulaşım kolaylığı v.b. özellikleri nedeniyle '*Pınarbaşı jeositi*' adı altında düzenlenmesi, korunması ve tanıtılması uygun olacaktır.

Diğer ilgi noktaları, Honaz ilçe merkezindeki ve Menteşe mahallesi yakınındaki fay düzlemleri ve Menteşe yakınındaki heyelandır (Şekil 21). Sismik bakımdan aktif olan Honaz Fayı, 1965 (M=5,7), 2000 (5,2) ve 2008 (4,8) yıllarında deprem üretmiştir (Özkaymak, 2015; Topal ve Özkul, 2018). 1965 yılında meydana gelen depremin 0,5 m'lik bir düşey atım oluşturduğu ve yüzey kırıkları meydana getirdiği yerel halk tarafından ifade edilmiştir (Bozkuş vd., 2000).



Şekil 25. Kayaaltı ve Değirmenler temas noktalarından arazi görünümleri. (a) Kayaaltı tufa kayalıkları ve alt-orta kesimde dikdörtgen şekilli kaya yerleşimi girişi, (b) Değirmenler temas noktasında su değirmeni kalıntıları. Tufa çökelten sular Pınarbaşı kaynağından kanal içinde gelmektedir. Terkedilmiş su değirmeni yapısı (öndeki kemerli yapı) ve arka planda ahşap su tribünü ve çevresindeki tufa çökelleri (fotolar: Mehmet Özkul).

Figure 25. Field images from the Kayaaltı and Değirmenler points of interest. (a) Kayaltı tufa rocks and rectangular-shaped rock settlement entrance in the lower-middle section, (b) Water mill ruins at the Değirmenler point. Waters precipitating tufa come from the Pınarbaşı Spring in the channel. Abandoned water mill structure (arched structure in the foreground) and wooden water turbine and surrounding tufa deposits in the background (photos: Mehmet Özkul).

Babadağ Fayı

Denizli grabeninin GB sınırını oluşturan Babadağ fayı (Şekil 3, No. 13) bölgesel olarak yaklaşık 38 km uzunluğundadır. Fayın genel uzanımı BKB-DGD doğrultusundadır (Hançer, 2013) (Şekil 10), Fayın taban bloğunda Ortaköy Formasyonu olarak adlandırılan Menderes Masifi'nin Paleozoyik yaşlı metamorfitleri yer alır (Topal, 2012). Tavan bloğunda ise Neojen ve Kuvaterner yaşlı tortullar (Tosunlar Formasyonu) ve yamaç molozu görülür (Şekil 26 ve 27).

Babadağ Fayı'ndan kuzeye, Sarayköy civarına ya da ovaya doğru inildikçe faya yaklaşık olarak paralel gelişen farklı uzunluklarda sintetik ve antitetik faylar görülür. Bu faylar çoğunlukla Neojen yaşlı birimler içerisinde, yani aynı birim içerisinde geliştikleri için birçoğunda atım belirgin olarak gözlenmez. Metamorfitlerle Neojen-Kuvaterner birimleri arasında tektonik bir dokanak oluşturan Babadağ Fayı ilçe merkezinin doğusunda Yeniköy'ün GD'sundaki ilgi noktasında oldukça net bir şekilde izlenir (Şekil 27). Bu noktaya ulaşım oldukça kolaydır.

Pamukkale Fayı

Pamukkale Fay Zonu *(Grup f)* havzayı kuzeyden sınırlayan faylardan birisidir (Şekil 3, No: 13, Şekil 10). Birkaç segmentten oluşan fayın doğrultusu yaklaşık K50°B'dir. Segmentler GB'ya eğimli olup, aktarım rampalarıyla birbirlerinden ayrılır (Hançer, 2013).



Şekil 26. Babadağ çevresinin jeoloji haritası, Babadağ Fayı ve Gündoğdu Heyelanı'nın konumu (Kumsar vd., 2016b, Şekil 2 ve Çevik, 2003 ve Hançer, 2013'ten).

Figure 26. Geological map of Babadağ and surroundings, location of the Babadağ Fault and Gündoğdu Landslide (Kumsar et al., 2016, their Figure 2 and from Çevik, 2003 and Hançer, 2013).


Şekil 27. Denizli Havzası'nı güneyden sınırlayan Babadağ Fayı. Yeniköy güneyinde taban bloğunda (sağda) Menderes masifinin metamorfitleri, tavan bloğunda (solda) ise kaba kırıntılı Kuvaterner yaşlı Tosunlar Formasyonu. GD'ya bakış (foto: Mete Hançer).

Figure 27. The Babadağ Fault bounding the Denizli Basin from the south. Metamorphics of the Menderes Massif on the footwall block, and coarse-grained Quaternary Tosunlar Formation on the hanging wall (photo: Mete Hançer).

Bunlar önceki çalışmalarda KB'dan GD'ya doğru Akköy, Irlaganlı ve Acıdere aktarım rampaları olarak adlandırılmıştır (Koçyiğit, 2005). Çakır, (1999) ise Pamukkale fay zonunu Hierapolis ve Akköy segmentleri olmak üzere iki ayrı segmente ayırmıştır. Ayrıca Neojen ve Kuvaterner yaşlı birimlerin sınırını teşkil eden Yeniköy fayını da ana faya paralel gelişen bir fay olarak yorumlamıştır. Pamukkale fay zonunun Karahayıt dolayından geçen segmentinin konumu KB-GD doğrultudan yaklaşık K-G doğrultulu konuma geçer. Denizli çöküntü alanını kuzeyden sınırlayan aktif fay zonunun taban bloğunda yani KD kesiminde bu ana faya paralel gelisen sintetik ve antitetik kırıklar mevcuttur. Fay zonunun taban bloğundaki kaya birimleri Mesozovik yaslı mermer / kristalize kireçtaşları ve dolomit türü karbonat kayalardır (Şekil 28). GB'da fayın tavan bloğunda ise yer yer Neojen yaşlı tortullar ve çoğunlukla travertenler yer alır. Bunların dışında tavan bloğunda yamaç molozu ve alüvyonlar bulunur. Termal kaynaklar Pamukkale Fayı ve tavan bloğundaki açılma çatlaklarından boşalır.



Şekil 28. Pamukkale Fayı. Fayın Karahayıt'a yakın kesiminde taban bloğunda Menderes Masifi'nin mermerleri, tavan bloğunda ise fay önü travertenleri ve yamaç molozu (foto: Mehmet Özkul).

Figure 28. Pamukkale Fault. Marbles of the Menderes Massif in the footwall and fault-front travertines and slope debris in the hanging wall in the part of the fault close to Karahayıt (photo: Mehmet Özkul).

Pamukkale fayının depremselliğine bakıldığında, tarihsel dönemde M.Ö. 65 yılında ve M.S. 60 yılında meydana gelen ve Hierapolis antik kentinin yıkılmasına neden olan depremler görülmektedir (Altunel ve Hancock, 1993; Topal, 2012; Hançer, 2013; Kumsar vd., 2015). Aletsel dönemde ise Pamukkale fayı üzerinde herhangi bir yıkıcı bir deprem olmamıştır.

Pamukkale Fayı'nın Karahayıt ile Pamukkale'nin kuzey kapısı arasında kalan bölümünde fay morfolojisi çok belirgindir ve fay hattına yürüyerek ve araçla ulaşmak mümkündür Özellikle fayın Karahayıt'a yakın tarafı temas (gözlem) noktası olarak düzenlenmeye çok uygundur (Şekil 28).

Heyelanlar

Denizli'nin Babadağ, Honaz ve Çameli ilçeleri kütle hareketlerinin daha sık görüldüğü ilçelerdir. Bu çalışmada, yerbilimleri eğitimi, doğal afetlere karşı toplumda farkındalık ve bilinç oluşmasına katkıda bulunmak amacıyla Babadağ ilçesindeki Gündoğdu Heyelanı ve Honaz yakınlarındaki Menteşe Heyelanı'na yer verilmiştir.

Gündoğdu Heyelanı

Gündoğdu heyelanı (Şekil 3, No: 14), Denizli'nin Babadağ ilçesi Gündoğdu Mahallesi'nde yer alır (Şekil 26). Heyelan sahası, ilçe yerleşim alanının KD kesimini oluşturur. Türkiye'de en iyi araştırılmış heyelan sahalarından birisidir (Çelik, 2012; Kumsar vd., 2016b). Neojen istifinin kumlu, marnlı ve killi seviyelerinde 1940'lı yıllardan bu yana, yılda 4 -14 cm hızla hareket eden, krip türü bir heyelan gelişmiştir. Heyelan sahasında kumtaşı-marn tabakaları GD'ya doğru eğimlidir. Heyelan ayni yönde Gökdere dere yatağına doğrudur (Şekil 26) (Çelik, 2012).

Gündoğdu heyelanı ilçe merkezinde ve kolay ulaşılabilir olması nedeniyle yerbilimleri eğitimi ve toplumda doğal afetler konusunda farkındalık oluşturmak için ideal bir jeosittir. İlçe merkezinde kurulacak bir müzede heyelanla ilgili dökümanlar (fotoğraflar, yazılı belgeler, anılar v.s.) sergilenebilir. Nitekim, yıllar önce çok sayıda insanın hayatını kaybettiği İtalya'daki Vajont Barajı Heyelanı anısına özel bir müze kurulmuş ve toplumda doğal afetlere karşı farkındalık oluşturulmak istenmiştir. Ayrıca, bu alan 2022'de IUGS tarafından Dünya'nın İlk 100 Jeolojik Miras alanlarından birisi seçilmiştir (bkz. IUGS, 2022, Site No: 94, s. 252-253).

Menteşe Heyelanı

Menteşe heyelanı (Şekil 3, No: 15), Honaz ilçesinin doğusunda, D-B uzanımlı Honaz Fayı üzerinde yer alır (Şekil 21). Adını yakınındaki Menteşe Mahallesi'nden alan heyelan, morfolojisi ile birkaç km uzaktan dahi fark edilebilmektedir. Denizli-Afvon karavolunun (D320) icinden gectiği Kocabaş Mahallesi'nden güneye, Honaz Dağı'na doğru bakıldığında heyelan net bir şekilde görülür. Kaotik bir ic yapıya sahip heyelan malzemesi, kuzeve doğru, favın tavan bloğu üzerine, baska bir ifadeyle grabenin güncel (Holosen) tortulları üzerine hareket etmiştir (Özkaymak, 2015; Topal ve Özkul, 2018). Heyelan malzemesi içinde, yer yer metre boyutunda temele ait kireçtaşı ve folyasyonlu-laminalı kaya blokları göze çarpar. Tekil ve rotasyonel karakterdeki heyelanın K-G doğrultusunda uzunluğu 750 m kadardır (Özkaymak, 2014). Kuzey yönünde değişkenlik gösteren heyelan yamaç eğimi en fazla 34° hesaplanmıştır. Değişken yamaç eğimlerinin nedeni, heyelan meydana geldikten sonra, Honaz Fayı'nın ve kayma sürecinin devam ediyor olmasıdır (Özkaymak, 2014).

Menteşe Heyelanı, kolay ulaşılabilir, bilimsel olarak iyi çalışılmıştır ve birkaç km uzaktan bile kolayca fark edilebilmektedir. Bu nedenle üniversite ve farklı seviyede yerbilimleri eğitimi ve toplumda doğal afetler konusunda farkındalık oluşturmak için uygun bir jeosit adayıdır.

Mağaralar ve Karstik Erime Yapıları

Denizli, mağara ve diğer karstik yapılar açısından oldukça zengindir *(Grup f)*. Bu yapılar, travertenlerde (Özkul vd., 2013; Kumsar ve Aydan, 2021; Sönmezoğlu vd., 2024) ve çoğunlukla Likya Napları'nın Mesozoyik karbonat kayaç birimlerinde gelişmiştir (Tuncer, 2021, 2023). Çalışmanın bu bölümünde, öne çıkan bazı mağara ve obruk türü erime-çökme yapılarına yer verilmiştir.

Kaklık Mağarası Jeositi

Kaklık Mağarası (Şekil 3, No: 16), Denizli-Afyonkarayolu karayolu (D320) üzerinde bulunan Kaklık Mahallesi'nin 5,6 km kuzeybatısında yer alır (Şekil 3, No: 17). Denizli il merkezine 30 km uzaklıktadır. Mağara Kuvaterner yaşlı traverten kütlesi içinde gelişmiş bir yeraltı boşluğunun çökmesi sonucu ortaya çıkmıştır (Şekil 29). Mağaranın uzunluğu K-G yönünde 60 m, genişliği ise D-B yönünde 40 m'dir. Derinliği yer yer değişmekle birlikte en derin yeri 14 m'dir (Kumsar ve Aydan, 2021).



Şekil 29. Kaklık Mağarası'ndan bir görünüm. Mağara içinde oluşmuş traverten terasları.

Figure 29. Travertine terraces formed by thermal waters flowing inside Kaklık cave.

Mağara içinde dolaşan ılık termal suların sıcaklığı 18,7–23,4 °C (Özkul vd., 2013), toplam mineralizasyonu 1.450 mg/l civarındadır. Ayni termal su, dışarıdaki bir sondaj kuyusundan da boşalmakta ve etrafa H_2S gazı yayılmaktadır. Termal sudaki CO₂ gazının mağaranın tavanındaki açıklıktan kaçması ve pH değerinin yükselmesi sonucu Pamukkale'deki traverten teraslarının adeta minyatür bir kopyası ortaya çıkmıştır (Şekil 29). Aynı zamanda mağara içinde kendine özgü bir ekosistem gelişmiştir. Son yıllarda mağara içindeki mikrobiyal çeşitlilik araştırmacıların ilgisini çekmektedir (Gülecal-Pektaş ve Temel, 2016; Sönmezoğlu vd., 2024).

Mağara, Honaz İlçe Belediyesi tarafından yönetilmektedir. Mağaranın D320 devlet karayoluna yakın olması, günübirlik ziyaretler için bir kolaylık sağlamaktadır. Kaklık Mağarası ilin traverten ilişkili gözde ve sıkça ziyaret edilen jeositlerinden birisidir.

Keloğlan Mağarası

Mağara (Şekil 3, No.17), Denizli'nin Acıpayam ilçesine bağlı Dodurgalar Mahallesi'nde Malı Dağı'nın doğuya bakan yamacında, Likya Napları içindeki Jura-Kretase kireçtaşlarında (Dikilitaş Formasyonu) gelişmiştir (Şekil 30a). Mağaranın deniz seviyesinden yüksekliği yaklaşık 1.110 m'dir (Özkul vd., 2003; Engin vd., 2010; Baykara, 2014). Yatay konumda mağaranın gelişimi neredeyse tamamlanmış durumdadır. Günümüzde vadoz zonda bulunan mağara tamamiyle fosilleşmiş durumdadır (Nazik, 1998). U-Th yaşlandırma yöntemi ile dikitlerden yapılan tarihlendirmeye göre Keloğlan Mağarası'ndaki dikitler (Şekil 30c) günümüzden önce 251.539 ile 55.607 yıllar arasında oluşmuştur (Baykara, 2014).

Mağara'nın turizme açılmadan önce yapılan çalışmalar sırasında taban malzemesinden bazı kemik ve diş kalıntıları elde edilmiştir. Şevket Şen tarafından yapılan ilk değerlendirmelere göre bu bulguların çift toynaklılardan ceylan (gazella), keçi (Capra), koyun (Ovis), bizon (Bison), domuz (Suidea), tek toynaklılardan at, eşek, zebra (Equus) ve etçillerden kırmızı tilki (*Vulpes vulpes*) ve gri kurt (*Canis lupus*) gibi canlılara ait olduğu tespit edilmiştir (Özkul vd., 2003).

Keloğlan Mağarası, Denizli il merkezine 75, Acıpayam'a 21 km uzaklıkta ve Antalya karayoluna 6 km uzaklıktadır. Mağaranın bilinen uzunluğu 145 m, giriş ve çıkış noktaları arasındaki kot farkı yaklaşık ±5 m'dir.

Şehirlerarası karayoluna yakınlığı, her mevsim ulaşılabilir olması ve üzerinde bilimsel çalışmaların yapılmış olması, mağarayı ulusal ve bölgesel ölçekte değerli bir jeosit konumuna getirmiştir.



Şekil 30. (a) Keloğlan mağarası ve çevresinin jeolojik konumu, (b) Mağara girişi, (c) Mağara içindeki sarkıt ve dikitler (fotolar: Mehmet Özkul).

Figure 30. (a) Geological setting of Keloğlan cave and surroundings, (b) Cave entrance, (c) Stalactites and stalagmites inside the cave (photos: Mehmet Özkul).

Aydınlar Obruğu

Obruk (Şekil 3, No: 18), Honaz ilçesi'ne bağlı Aydınlar Mahallesi'nde, deniz seviyesinden 1.015-1.077 m yüksekte yer alır. Çapı KD-GB doğrultusunda 380 m, KB-GD doğrultusunda 250 m, derinliği ise yaklaşık 60 m'dir (Şekil 31). Obruğun geliştiği alanda ve çevresinde Denizli Volkanitleri yayılım gösterir (Semiz, 2003; Semiz vd., 2012) Volkanitler, Likya Napları içindeki Geç Triyas evaporit-karbonat birimini (Alçiçek vd., 2003; Gündoğan vd., 2008) uyumsuz olarak örter. Obruk yörede yüzeyleyen Likya Napları içindeki evaporit (jips, anhidrit) seviyelerdeki erime ve çökme olaylarına bağlı olarak gelişmiştir.



Şekil 31. Aydınlar obruğunun panoramik görünümü (foto: Barış Semiz).

Figure 31. Panoramic view of Aydınlar sinkhole (photo: Barış Semiz).

Kanyonlar

Akarsular, üzerinde akmakta olduğu kayaları kazıyarak binlerce yılda 'kanyon' veya 'kısık' adı verilen dar ve derin boğazlar meydana getirirler. Türkiye kanyon oluşumları açısından oldukça zengindir. Özellikle Karadeniz bölgesinde ve güneyde Toroslarda kanyonlar yaygındır (Doğan ve Koçyiğit, 2018; Köroğlu, 2024). Denizli ili de kanyon oluşumları açısından dikkat çekmektedir (Grup f) (Şekil 3, No: 19-24). Bunlar arasında Acıpayam Kanyonu (Şekil 32a), Emecik Kanyonu (Çameli) (Şekil 32b), Çal Kısık Kanyonu, Tokalı Kanyonu (Çivril), Karakısık Kanyonu (Bozkurt), İnceğiz Kanyonu (Kale) ve il merkezi yakınlarındaki Zeytinköy Kanyonu sayılabilir. Her bir kanyon hakkında ayrıntılı bilgi vermek bu çalışmanın kapsamı dışında olduğundan özet bilgi ile yetinilmiştir.

Jeoçeşitlilik açısından Denizli Kanyonları arasında Çal İlçesi'nde bulunan Kısık Kanyonu (Gül ve Özkul, 2023a) ve Çameli İlçesi'ndeki Emecik Kanyonu (Canpolat vd., 2020) hakkında daha ayrıntılı bilgiye ulaşmak mümkündür. Çal ilçe merkezine 4 km uzaklıktaki Kısık Kanyonu Menderes Masifi'nin mermerleri içinde gelişmiş olup, K-G doğrultusunda 3 km uzunluktadır. İlçe merkezine yakınlığı, ulaşım kolaylığı ve yakın çevresindeki tarihi ve kültürel değerlerle birlikte düşünüldüğünde Kısık Kanyonu yerel ve bölgesel ölçekte bir jeosit özelliği taşımaktadır (Gül ve Özkul, 2023a). Öte yandan Emecik Kanyonu Çameli ilçe merkezinin 3 km batı-güneybatısında, Üst Miyosen-Pliyosen istifinin kaba kırıntılı (çakıltaşı, kumtaşı) seviyelerinde gelişmiştir (Canpolat vd., 2020; Gül ve Özkul, 2023b). Emecik kanyonu, yörede doğa sporu tutkunlarının favori lokasyonlarından birisidir (Şekil 32b).

İlin kuzeydoğusundaki Akdağ Kanyonu, diğer adıyla Tokalı Kanyonu ise, Afyon'un Sandıklı ilçesi ile Denizli'nin Çivril ilçesi sınırında bulunur. Akdağ Kanyonu, kuş uçuşu 12 kilometrelik bir uzunluğa sahiptir. Akdağ Kanyonu, Orman Bakanlığı, Millî Parklar ve Av-Yaban Hayatı Genel Müdürlüğünce, 'Yaban Hayatını Koruma Alanı' ilan edilmiştir. Ulaşımın zor olması ve belirli bir yerden sonra yürüyerek gidilmesinden dolayı macera turizmi açısından çekicilik oluşturmaktadır.

Diğer bir kanyon, Denizli'nin Bozkurt ilçesi sınırları içinde bulunan Karakısık Kanyonudur. Kanyon, Oligosen molas istifinin çakıltaşı seviyelerinde gelişmiştir. Yapılan literatür araştırmasında kanyonla ilgili ayrıntılı jeolojikjeomorfolojik kaynak bulunamamıştır.

Denizli-Aydın il sınırları içinde kalan İnceğiz kanyonu, diğer adıyla Arapapıştı kanyonudur. Kanyon, Denizli'nin Kale ilçesinden 39 km, Aydın'ın Bozdoğan İlçesi'nden 37 km mesafededir. Son yıllarda kanyonda özellikle yaz aylarında tekne turları düzenlenmektedir.

Göller ve Sulak Alanlar

Denizli'nin jeoçeşitliliği kapsamında, göller ve sulak alanlar arasında Acıgöl (Çardak), Işıklı Gölü (Çivril), Yayla Gölü (Buldan) ve Kartal Gölü (Beyağaç) sayılabilir.



Şekil 32. Denizli İlindeki bazı kanyonlardan görünümler. (a) Acıpayam Kanyonu (foto: M. Ali Koralay), (b) Emecik Kanyonu (Çameli).

Figure 32. Images from some canyons in Denizli Province. (a) Acıpayam Canyon (photo: M. Ali Koralay), (b) Emecik Canyon (Çameli).

Acıgöl

Kapalı bir havza özelliği taşıyan Acıgöl, Denizli'nin Çardak ilçesi ile Afyonkarahisar'ın Dazkırı ilçeleri arasında KD-GB uzanımlı tektonik bir çöküntü alanı ya da grabendir. Kapalı bir göl olması nedeniyle, güncel havza tabanında Nasülfat, Mg-Ca karbonat ve kil çökelimi olmaktadır (Helvacı vd., 2013).

Gölün KB kenarında çok sayıda kolüvyon yelpazesi gelişmiştir. Bunlardan birisinde yol yapım çalışmaları sırasında açığa çıkan volkanik tefra çökellerinden günümüzden 5.380±90 ve 2.395±65 yıllık yaşlar elde edilmiştir. Yapılan değerlendirmelere göre, tefra çökellerinin Santorini dışında bir volkanik merkezden kaynaklanmış olabileceği belirtilmiştir (Kazancı vd., 2012). Göl aynı zamanda göçmen kuşların göç yolları üzerinde olduğundan, kuş gözlemcileri için cazip bir alandır.

Kartal Gölü

Kartal Gölü, Beyağaç ilçesinde Çiçekbaba Dağı'nın zirvesinin kuzeye bakan yamacında, deniz seviyesinden 1903 m yüksekte yer alır. Göl Likya Napları içinde yer alan ultrabazik kayalar üzerinde, bir buzul vadisinde moren seddi gerisinde oluşmuştur (Şekil 33a). Göl çevresinde bulunan ve Türkiye'nin en yaşlı karaçam orman topluluğu olan ve anıt ağaç özelliği taşıyan bireysel ağaçlar barındırması nedeniyle alanın 1.309 hektarlık bölümü, Orman Bakanlığı Milli Parklar ve Yaban Hayvanı Koruma Genel tarafından '*Tabiatı Koruma Alanı*' olarak ilan edilmiştir (Yıldız ve Ustaoğlu, 2016).

Ayrıca ilçede birkaç yıldır Prof. Dr. Ethem Derman önderliğinde, 'Topuklu Yaylası Uluslararası Katılımlı Gökyüzü Gözlem Etkinlikleri' düzenlenmektedir. 4. sü yapılan etkinlik doğa turizmi, kırsal turizm ve astroturizm gibi sürdürülebilir turizm faaliyetleri için gelecek vaat etmektedir (URL 3).

Işıklı Gölü

İlin KD'sunda, Çivril ilçe merkezi'nin 12 km GD sunda yer alan Işıklı Gölü, Büyük Menderes nehrini besleyen bir tatlı su gölüdür (Şekil 33b) (Aksever ve Büyükşahin, 2015). Dinar Fayı'nın KB ucunda, fayın tavan bloğunda yer alan göl, Dinar'dan gelen akarsu kolu, çevredeki irili ufaklı dereler ve fay kaynağından (Işıklı kaynağı) beslenir. Bu derelerden en büyüğü Kufi Çayı'dır (Ismael, 2009; Gürbüz vd., 2012). Son yıllarda, özellikle nilüfer mevsiminde gölün ziyaretçi sayısında dikkat çeken bir artış gözlenmektedir.

Yayla Gölü

Yayla Gölü Buldan ilçesinin 8,6 km BKB'sında, deniz seviyesinden 1.156 m yüksekte yer alır. Uzunluğu KKD istikametinde 1,47 km, genişliği 0,54 km'dir. Yayla Gölü'nün tabanında ve çevresindeki yükseltilerde Menderes Masifi'nin gnays, şist gibi metamorfitleri yüzeyler (Gökgöz, 2004). Gölde, tabanında alınan karot örneklerinden Santorini Volkanı'nın günümüzden 17,684±63 yıl öncesine ait patlama izlerine rastlanmıştır (Doğan vd., 2024).



Şekil 33. Denizli'deki bazı göllerden arazi görünümleri. (a) Kartal Gölü (Beyağaç ilçesi) (foto: Sunay Kalınkara),
(b) Işıklı Gölü (Çivril), arka planda Akdağ (foto: M. Ali Koralay).

Figure 33. Field images of lakes in Denizli. (*a*) Kartal Lake (Beyagac district), photo: Sunay Kalınkara. (*b*) Işıklı Lake, Çivril, with Akdağ in the background (photo: M. Ali Koralay).

Bu izlerin söz konusu tarihlerde B. Menderes vadisi yerleşimleri için önemli bir doğal afet olabileceği yorumları yapılmıştır (Doğan vd., 2024).

Göl, başta Buldan ilçesi olmak üzere, ilin diğer ilçeleri ve çevre illerden sıkça ziyaret edilen bir alandır. Doğa yürüyüşleri, kuş gözlemcileri, bisiklet ve motosiklet turları için gözde bir destinasyondur. Denizli Traverten Projesi'nin de olası jeositlerinden birisi olması düşünülmektedir.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Denizli ilinin jeoçeşitliliği başlıca Menderes Masifi, Likya Napları, Oligosen Molası, Neojen ve Kuvaterner karasal istifleri ve oluşumları içinde yer alır. Menderes Metamorfik Masifi'nden 2 adet, Likya Napları'ndan 1 adet, Oligosen molas istifinden 1 adet, Neojen karasal istifinden 1 adet ve Kuvaterner 'den 9 adet olmak üzere toplam 19 adet jeoçeşitlilik unsuru belirlenmiştir. Görüldüğü gibi Denizli'deki jeoçeşitliliğin çoğu Kuvaterner dönemine aittir ve bunların da büyük bir kısmı jeotermal alanlar, traverten ve tufa oluşumlarıyla ilişkilidir (Çizelge 1). Uluslararası Yerbilimleri Birliği (IUGS) Dünya'nın İlk 100 Jeolojik Miras alanını belirlerken jeomiras alanlarını/jeositleri Yerbilimleri tarihi, Stratigrafi ve sedimantoloji, Paleontolojik değerler. Mağmatik ve metamorfik jeositler, Volkanolojik jeositler, Tektonik jeositler, Mineralojik değerler, Jeomorfolojik sitler, aktif jeolojik süreçler ve mühendislik jeolojisi şeklinde gruplandırılmıştır (IUGS, 2022). Ayni anlayış Türkiye'nin İlk 100 Jeolojik Mirası'nı belirlerken de dikkate alınmıştır. Denizli'nin jeolojik mirasının ve/ veya jeositlerinin IUGS kategorilerine en fazla 'Jeomorfolojik sitler, aktif jeolojik süreçler ve mühendislik jeolojisi'kategorisinde toplandığı görülmektedir (Çizelge 1).

Bu çalışmadan Denizli İlinin jeoçeşitliliği, jeolojik mirası, önemli jeositleri ve temas noktaları ile ilgili elde edilen sonuçlar aşağıda verilmiştir.

 Denizli ilinin jeoçeşitliliği Prekambriyen'den günümüze geniş bir zaman aralığına yayılmıştır. Jeoçeşitliliğin en fazla Kuvaterner'de yoğunlaştığı görülmektedir. Bunların da önemli bir kısmı traverten oluşum alanlarıdır. Diğer jeositler Menderes Masifi, Likya Napları, Oligosen Molası, Neojen havza dolgusu ve Miyo-Pliyosen volkanizması ile ilişkilidir.

	International Union of Geological Sciences kategorileri							
Jeositler	Yerbilimleri tarihi	Stratigrafi ve sedimantoloji	Paleontolojik değerler	Mağmatik ve metamorfik jeositler	Volkanolojik jeositler	Tektonik jeositler	Mineralojik değerler	Jeomorfoloji ve aktif jeolojik süreçler , Mühendislik Jeolojisi
Buldan Metamorfitleri				Х				
Kızılyer Geç Triyas evaporitleri		Х						
Denizli Oligosen Molası		Х						
Denizli Paratetis mollüsk faunası		Х						
Denizli Volkanitleri					Х			
Denizli Traverteni		Х						
Pamukkale Travertenleri								Х
Tekkehamamları								Х
Kaklık Mağarası								Х
Güney şelalesi								Х
Gökpınar vadisi								Х
Pınarbaşı kaynağı								Х
Kısık kanyonu								Х
Babadağ heyelanı								Х
Menteşe heyelanı								Х
Honaz Fayı						Х		
Babadağ Fayı						Х		
Pamukkale Fayı						Х		
Denizli İnsanı			Х					
Babadağ								
Üst Miyosen Paratetis mollüsk			Х					
faunası								
Mahmutgazi fosil lokalitesi			Х					
Gökpınar mikromemeli fosil			v					
lokalitesi			Λ					
Antik traverten ve mermer								
ocakları								

Çizelge 1. Denizli ili jeositlerinin IUGS (Uluslararası Yerbilimleri Biriliği) kategorilerine göre dağılımı. *Table 1. Distribution of Denizli province geosites according to IUGS categories.*

- Belirlenen jeositler uluslararası, ulusal, bölgesel olmak üzere farklı kategorilerde yer almaktadır.
- Buldan ilçesinde tanımlanan jeositler, ilin en yaşlı kayaçları olan Menderes masifi'nin gnaysları ve şistleri ile ilişkilidir.
- Likya Napları içindeki Geç Triyas karbonatevaporit oluşumları ulusal ve uluslararası ölçekte önem arzeden bir jeolojik miras unsurudur.
- İlde yaygın olarak yüzeylenen Oligosen Molası Türkiye'nin İlk 100 Jeosit listesinde yer almıştır.
- Denizli Neojen Havzası, Geç Miyosen Paratetis mollüsk faunasıyla diğer komşu havzalardan farklı özellikler taşır. Dolayısı ile Paratetis mollüsk faunası ilin paleontolojik jeoçeşitliliğini oluşturan bileşenlerden birisidir.
- Dünya'nın İlk 100 Jeolojik Miras Alanları arasında yer alan 'Pamukkale Travertenleri' şüphesiz ilin uluslararası ölçekte en prestijli jeositidir.
- Diğer taraftan, IUGS tarafından Küresel Mirastaş olarak onaylanan 'Denizli Traverteni', ilin önemli jeolojik miraslarından birisidir. Yine travertenler içinde bulunan Homo erectus insansı fosili de ulusal ve uluslararası ölçekte ilin diğer önemli bir jeolojik mirasıdır.
- Önümüzdeki yıllarda yapılacak yeni çalışmalarla ilin jeoçeşitliliği, jeolojik mirası ve jeosit alanları daha net bir şekilde ortaya konulabilir ve eldeki listeye yenileri eklenebilir.
- Bu çalışmada belirtilen ilin jeoçeşitliliği ve öneri jeositleri, hepsi olmasa da en azından bazıları, kurulması düşünülen 'Denizli Traverten Jeoparkı' nın temel yapı taşları arasında olacaktır.

EXTENDED SUMMARY

Denizli province, with a surface area of 12,134 km² in southwest Türkive, has high geodiversity. The geodiversity of the province, which is spread over nineteen districts, is distributed from old to voung within the Menderes Massif, Lycian Nappes, Oligocene molasse, Neogene continental deposits, Neogene volcanics and Quaternary formations. The gneisses and accompanying metamorphic schists of the Menderes Massif located near the Buldan District are probably the oldest rocks in both the region and Türkiye (Koralay et al., 2022). One geosite (Süleymanlı Yayla Lake) and two points of interest (Yayla road gneisses and Deliktaş Rock Tomb) were identified in the Buldan district. The Late Triassic carbonateevaporite nappe slice within the Lycian Nappes, with emplacement occurring particularly in the Late Cretaceous-Eocene period and continuing in the Oligocene, is one of the rare outcrops of this unit in the province. Unfortunately, it has lost its integrity since gypsum mining is currently carried out by private companies in this locality.

During the Oligocene period when nappe emplacements continued, continental-shallow marine molasse successions extending from Dinar-Dazkırı (Afyon) in the northeast to Datça (Muğla) in the southwest are widespread within Denizli province (Ilgar et al., 2024). The Denizli Oligocene molasse is among the First 100 Geological heritage areas of Türkiye. In the Denizli Oligocene molasse, a geosite area was proposed in the Cankurtaran area on the Denizli-Muğla route within the scope of this study. However, it is possible to identify a few more points of interest.

The Neogene sedimentary fill of the Denizli Basin is unique and has different characteristics compared to other graben fills in Western Türkiye. One of these characteristics is the Late Miocene Paratethyan mollusc fauna (e.g., Didacna sp. and its four species; Wesselingh et al., 2008). The geodiversity elements from the Neogene period are closely related to basin fills, horst-graben structures, normal faults, extensional fractures and the extensional tectonics that gave rise to them. Especially in the Quaternary, canyons, caves, landslides, geothermal areas, hot springs, a wide variety of travertine deposits, lakes and wetlands stand out in the geodiversity of the province.

Acıgöl, Işıklı Lake, Yayla Lake and Kartal Lake are lakes and wetlands that are prominent in Denizli. The lakes, mostly well-studied scientifically, shed light on the Holocene activity of Santorini and other volcanic centres in the Eastern Mediterranean. Moreover, they are recreational areas, suitable for educational purposes, outdoor sports and festivals. Therefore, they are geological heritage areas with regional, national and even international significance.

The Pamukkale Travertines, which are the most prominent among the geodiversity sites in Denizli, are listed among the International Union of Geological Sciences (IUGS) First 100 Geological Heritage areas in the World. In addition, Denizli Travertine was approved as IUGS global heritage stone in August 2024. In this context, 'travertine' was chosen as the main theme for the Denizli geopark studies carried out by taking into account seven districts with higher geodiversity in the first establishment phase.

Some of Denizli's geodiversity consists of structural elements related to extensional tectonics (Topal, 2012; Hançer, 2013; Özkaymak, 2015; Topal and Özkul, 2018). The most prominent of these are normal faults (for example, Honaz Fault, Babadağ Fault and Pamukkale Fault), springs (Pınarbaşı spring), landslides (Menteşe and Gündoğdu landslides) and travertine formations located in fault zones. Some faults, such as Honaz Fault and Pamukkale Fault, are seismically active and have produced earthquakes during the historical and instrumental periods (Kumsar et al., 2015). Points of interest and landslide areas on fault lines in the region are convenient places to raise awareness of natural disasters in society and for geoscience education.

Apart from tectonic origins, there are also geodiversity elements such as lakes, wetlands and canyons within the borders of Denizli province. These areas are suitable for sustainable tourism (geotourism, ecotourism) and rural development activities. In fact, the interest of visitors in these places has been increasing in recent years.

In short, a significant portion of the geodiversity of the Denizli province has been included in this article, though the entire geodiversity has not been covered. New sites will be added to the current list with new studies to be conducted in future years.

KATKI BELİRTME

Denizli Travertenleri üzerindeki araştırmaların çoğu, Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu-TÜBİTAK ve PAÜ BAP'tan M. Özkul'a sağlanan desteklerle (Proje No. YDABÇAG-198Y100 ve ÇAYDAG 106Y207) gerçekleştirilmiştir.

ORCID

 Mehmet Özkul ()
 https://orcid.org/0000-0002-0949-4225

 Arzu Gül ()
 https://orcid.org/0000-0002-4998-1917

 Barış Semiz ()
 https://orcid.org/0000-0003-1263-4599

 Tamer Koralay ()
 https://orcid.org/0000-0002-8353-3501

 Savaş Topal ()
 https://orcid.org/0000-0001-7451-6606

 Ali Gökgöz ()
 https://orcid.org/0000-0002-5238-0207

 Hülya Özen ()
 https://orcid.org/0009-0006-1507-1719

 Hüseyin Erten ()
 https://orcid.org/0000-0003-1537-2416

 Mete Hançer ()
 https://orcid.org/0000-0002-9706-9359

 Halil Kumsar ()
 https://orcid.org/0000-0001-8051-2150

KAYNAKLAR / REFERENCES

Akgün, F. & Sözbilir, H. (2001). A palynostratigraphic approach to the SW Anatolian molasse basin: Kale-Tavas molasse and Denizli molasse. *Geodinamica* Denizli İlinin (GB Türkiye) Jeoçeşitliliği ve Önemli Jeositleri

Acta, 14, 71–93. https://doi.org/10.1016/S0985-3111(00)01054-8

- Aksever, F. ve Büyükşahin, S. (2015). Işıklı Gölü'nü (Çivril/Denizli) Besleyen Su Kaynaklarının Hidrojeokimyasal Özellikleri. Mehmet Akif Ersoy Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi 6(2), 55-64.
- Alçiçek, H., Özkul, M. ve Varol, B. (2003). Kızılyer evaporitleri ve çatlak dolgusu jipslerde elementel kükürt oluşumu (GD Denizli, Türkiye). Proc. of 14th International Petroleum and Natural Gas Congress and Exhibition of Turkey, pp. 86-94, Ankara, 12-14 Mayıs 2003.
- Alçiçek, H., Varol, B. & Özkul, M. (2007). Sedimentary facies, depositional environments and palaeogeographic evolution of the Neogene Denizli Basin of SW Anatolia. *Sedimentary Geololgy, 202,* 596–637. https://doi.org/10.1016/j. sedgeo.2007.06.002
- Alçiçek, H., Bülbül, A., Alçiçek, M. C. & Yavuzer, İ. (2016a), Hydrogeochemistry of the Thermal Waters from the Pamukkale and Karahayıt Geothermal Fields (Denizli Basin, Southwestern Anatolia, Turkey). *European Geothermal Congress 2016*, Strasbourg, France, 19–24 September.
- Alçiçek, H., Bülbül, A. & Alçiçek, M. C. (2016b). Hydrogeochemistry of the thermal waters from the Yenice Geothermal Field (Denizli Basin, Southwestern Anatolia, Turkey). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 309, 118–138. https://doi.org/10.1016/j. jvolgeores.2015.10.025
- Alçiçek, H., Bülbül A., Brogi, A., Liotta, D., Ruggieri, G., Capezzuoli, E., Meccheri, M., Yavuzer, İ. & Alçiçek, M. C. (2018). Origin, Evolution and Geothermometry of the Thermal Waters in the Gölemezli Geothermal Field, Denizli Basin (SW Anatolia, Turkey). Journal of Volcanology and Geothermal Researches, 349, 1–30. https://doi. org/10.1016/j.jvolgeores.2017.07.021
- Alçiçek, H., Bülbül, A., Yavuzer, İ. & Alçiçek, M.
 C. (2019). Origin and Evolution of the Thermal Waters from the Pamukkale Geothermal Field (Denizli Basin, SW Anatolia, Turkey): Insights from Hydrogeochemistry and Geothermometry.

Journal of Volcanology and Geothermal Research, 372, 48–70. https://doi.org/10.1016/j. jvolgeores.2018.09.011

- Alçiçek, H., Spina, A., Cirilli, S., Yılmaz, İ. Ö., Capezzuoli, E., Brogi, A., Liotta, D. & Alçiçek, M. C. (2024). Sedimentary facies and depositional environments of the Upper Triassic carbonateevaporite succession in the Honaz Mountain Range (SW Anatolia, Turkey). EGU General Assembly 2024. Vienna, Austria, 14–19 April 2024, EGU24-8260. https://doi.org/10.5194/ egusphere-egu24-8260
- Allaby, M. (2008). *A Dictionary of Earth Sciences*. Oxford University Press, 3rd edition.
- Altunel, E. & Hancock, P. L. (1993). Morphology and structural setting of Quaternary travertines at Pamukkale. *Geological Journal*, *28*, 335–346.
- Andrews, J. E. (2007). 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
- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G. & Sancho, C. (2014). Sedimentology and depositional architecture of tufas deposited in stepped fluvial systems of changing slope: Lessons from the Quaternary Añamaza valley (Iberian Range, Spain). Sedimentology, 61, 133-171. https://doi. org/10.1111/sed.12053
- Avşar, Ö. & Altuntaş, G. (2017). Hydrogeochemical evaluation of Umut geothermal field (SW Turkey). *Environ Earth Sciences*, 76, 582, https://doi.org/ doi 10.1007/s12665-017-6929-6
- Baykara, M. O. (2014). Güneybatı Anadolu'da Mağara Çökellerinin İncelenmesi ve Paleoiklimsel Değerlendirmeleri [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Bozkaya, G., Bozkaya, Ö. & Akın, T. (2024). Stable isotope geochemistry evidences from fossil carbonate and sulfur minerals on the origin of geothermal water, Kızıldere Geothermal Field, Western Turkey, *Geochemistry*, https://doi. org/10.1016/j.chemer.2024.126089

- Bozkuş, C., Kumsar, H., Özkul, M. 6 Hançer, M. (2001). Seismicity of active Honaz fault under an extensional tectonic regime. In O.Ö. Dora, İ. Özgenç, H. Sözbilir (Eds.), *Proceedings of International Earth Science Colloquium on the Aegean Region*, (pp. 7–16). Dokuz Eylül University, İzmir, Turkey.
- Brilha, J. (2016). Inventory and quantitative assessment of geosites and geodiversity sites: a review. *Geoheritage*, 8, 119–134. https://doi.org/10.1007/ s12371-014-0139-3
- Brilha, J., Andrade, C., Azeredo, A., Barriga, F. J. A. S., Cachao, M., Couto, H., Cunha, P. P., Crispim, J. A., Dantas, P., Duarte, L. V., Freitas, M. C., Granja, M.H., Henriques, M. H., Henriques, P., Lopes, L., Madeira, J., Matos, J. M. X., Noronha, F., Pais, J., Picarra, J., Ramalho, M. M., Relvas, J. M. R. S., Ribeiro, A., Santos, A., Santos, V. & Terrinha P. (2005). Definition of the Portuguese frameworks with international relevance as an input for the European geological Heritage. *Episodes*, *28*(3), 177-186 https://doi.org/10.18814/epiiugs/2005/ v28i3/004
- Brogi, A., Capezzuoli, E., Alçiçek, M. C. & Gandin, A. (2014). Evolution of a fault-controlled fissureridge type travertine deposit in the western Anatolia extensional province: The Çukurbağ fissure-ridge (Pamukkale, Turkey). *Journal of the Geological Society 171*, 425–441. https://doi. org/10.1144/jgs2013-034
- Brogi, A., Alçiçek, M. C., Yalçıner, C. Ç., Capezzuoli,
 E., Liotta, D., Meccheri, M., Rimondi V., Ruggieri,
 G., Gandin, A., Boschi C., Büyüksaraç, A.,
 Alçiçek, H., Bülbül, A., Baykara, M. O. & Shen,
 C.-C. (2016). Hydrothermal fluids circulation and
 travertine deposition in an active tectonic setting:
 Insights from the Kamara geothermal area (western
 Anatolia, Turkey). *Tectonophysics*, 680, 211–232.
 https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.003
- Bülbül, A. (2000). Kamara ve Çizmeli (Yenice-Buldan) sıcak ve mineralli sularının hidrojeolojisi [yayımlanmamış yüksek lisans tezi]. Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Büyükmeriç, Y. (2017). Kale-Tavas ve Acıpayam Havzalarında Erken Miyosen çökellerinin mollusk biyostratigrafisi (Denizli, GB Türkiye). *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 155, 49–73. https://doi. org/10.19111/bulletinofmre.305166

- Canpolat, E., Çılğın, Z. ve Bayrakdar, C. (2020). Jeomorfoturizm potansiyeli bakımından Emecik kanyonu – şelalesi (Çameli, Denizli). *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, *5*, 64–86. https://doi.org/10.46453/jader.784270
- Ceylan, M. A. (2000). The recreational importance of the Güney waterfall. *Doğu Coğrafya Dergisi, 3,* 61–76.
- Chafetz, H. S., Srdoc, D. & Horvatincic, N. (1994). Early diagenesis of Plitvice Lakes waterfall and barrier travertine deposits. *Geographie Physique Et Quaternaire*, 48(3), 247-255.
- Claes, H., Soete, J., Van Noten, K., El Desouky, H., Marques Erthal, M., Vanhaecke, F., Özkul, M. & Swennen, R. (2015). Sedimentology, three dimensional geobody reconstruction and carbon dioxide origin of Pleistocene travertine deposits in the Ballık area (south-west Turkey). *Sedimentology*, 62(5), 1408–1445. https://doi. org/10.1111/sed.12188
- Collins, A. S. & Robertson, A. H. F. (1999). Evolution of the Lycian Allochthon, western Turkey, as a north-facing Late Palaeozoic to Mesozoic rift and passive continental margin. *Geological Journal*, *34*, 107–138.
- Collins, A. S. & Robertson, A. H. F. (2003). Kinematic evidence for Late Mesozoic-Miocene emplacement of the Lycian allochthon over the Western Anatolide belt, SW Turkey. *Geological Journal*, 38(3-4), 295–310. https://doi.org/10.1002/gj.957
- Çağdaş, G. (2020). *Gökpınar (Denizli) Karbonatlı Kaynak Çökellerinin Sedimantolojik İncelenmesi* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans tezi]. Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Çakır, Z. (1999). Along-strike discontinuity of active normal faults and its influence on quaternary travertine deposition: examples from western Turkey. *Turkish Journal Earth Sciences*, *8*, 67–80.
- Çelik, S. B. (2012). Babadağ (Denizli) İlçesindeki Yamaç Duraysızlığının Çok Parametreli İzleme Teknikleri, Fiziksel Model Deneyleri ve Matematiksel Yöntemlerle İncelenmesi [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Çevik, S.Y. (2003). Babadağ (Denizli) İlçesindeki Kütle Hareketinin Nedenleri, Mekanizması ve Modellemesi Üzerine Bir Araştırma. [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

- Dabkowski, J., Royle, S.H., Antoine, P., Marca-Bell, A. & Andrews, J. E. (2015). Highresolution δ^{18} O seasonality record in a French Eemian tufa stromatolite (Caours, Somme Basin). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 438, 277–284. https://doi. org/10.1016/j.palaeo.2015.08.017
- D'Andria F., (2003). Arkeoloji Rehberi Hierapolis (Pamukkale). Ege Yayınları, İstanbul.
- De Filippis, L., Faccenna, C., Billi, A., Anzalone, E., Brilli, M., Özkul, M., Soligo, M., Tuccimei, P. & Villa, I. M. (2012). Growth of fissure ridge travertines from geothermal springs of Denizli Basin, western Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 124(9–10), 1629–1645. https:// doi.org/10.1130/B30606.1
- Doğan, U. & Koçyiğit, A. (2018). Morphotectonic evolution of Maviboğaz canyon and Suğla polje, SW central Anatolia, Turkey. *Geomorphology*, 306, 13–27. https://doi.org/10.1016/j. geomorph.2018.01.001
- Doğan, M., Özdemir, Y., Bozkurt, Y., & Şenkul, Ç. (2024). Discovery and environmental implications of Santorini tephras (Cape Riva and Minoan) in sediments of Lake Yayla (West Anatolia). *The Holocene*, 35(1), 3-17. https://doi. org/10.1177/09596836241275007
- Ehling, A., Kaur, G., Jackson, P. N. W., Cassar, J. Del Lama, E. A. & Heldal, T. (Eds) (2024). *The First* 55 *IUGS Heritage Stones*, (pp. 254). International Union of Geological Sciences.
- Elitez, İ., Yaltırak, C. & Sunal, G. (2018). A new chronostratigraphy (⁴⁰Ar-³⁹Ar and U-Pb dating) for the middle section of the Burdur-Fethiye shear zone, SW Turkey (eastern Mediterranean). *Turkish Journal of Earth Sciences, 27,* 405–420. https://doi.org/10.3906/yer-1803-14
- Elmas, G., Seyitoğlu, G., Kazancı, N. & Işık, V. (2019). Syn-sedimentary tectonic markings in the Oligocene Datça-Kale-Acıgöl basin, Western Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration 160*, 1–20. https://doi.org/10.19111/ bulletinofmre.478093
- Emeis, K. C., Richnow, H. H., & Kempe, S. (1987). Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia: chemical versus biological control. *Sedimentology*, 34(4)595–609. https://doi. org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00789.x

- Engin, B., Aydaş, C., Özkul, M., Zeyrek, C. T., Büyüm, M. & Gül, A. (2010). ESR dating of stalagmite from Keloğlan cave in the southwestern part of Turkey. *Radiation Effects & Defects in Solids: Incorporating Plasma Science & Plasma Technology, 165*(12), 944–957. https://doi. org/10.1080/10420151003631936
- Ercan, T., Günay, E. ve Baş, H. (1983). Denizli volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından bölgesel yorumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26(1), 153–160. https://www. jmo.org.tr/resimler/ekler/3bc530ac79fa1ca_ ek.pdf
- Erdoğan, B. & Güngör, T. (2004). The problem of the core-cover boundary of the Menderes Massive and an emplacement mechanism for regionally extensive gneissic granites, western Anatolia (Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences, 13,* 15–36.
- Erten H. (2017). A new genus and species of Muridae (Rodentia) from the Quaternary deposits of the Denizli Basin, South-western Turkey. *Palaeontologia Electronica*, 20, 1-7.
- Erten, H. (2018). Spalax denizliensis sp. nov. (Spalacidae, Rodentia) from an Early Pleistoceneaged locality in the Denizli Basin (southwestern Turkey). *Turkish Journal of Zoology*, 42, 62-67. https://doi.org/10.3906/zoo-1707-35
- Erten, H., Sen, Ş. & Özkul, M. (2005). Pleistocene mammals from travertine deposits of the Denizli basin (SW Turkey). *Annales de Paléontologie, 91*, 267–278.
- Erten, H., Sen, S. & Görmüs, M. (2014). Middle and late Miocene Cricetidae (Rodentia, Mammalia) from Denizli Basin (southwestern Turkey) and a new species of Megacricetodon. *Journal* of *Paleontology*, *88*(3), 504–518. https://doi. org/10.1666/13-060
- Erten, H., Sen, S. & Sagular, E. K. (2016). Miocene and early Pleistocene rodents (Mammalia) from Denizli Basin (southwestern Turkey) and a new species of fossil Mus. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 36, 1. https://doi.org/10.1080/0272 4634.2015.1054036
- Gökgöz, F. (2004). Buldan yöresi (Denizli) metamorfik kayaçlarının mineralojik, petrografik ve jeokimyasal incelenmesi [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

- Gökgöz, A. ve Semerci, A. B. (2023). Pınarbaşı karst kaynağı'nın (Denizli) boşalım hidrodinamiği ve hidrojeokimyasal özelliklerinin değerlendirmesi. *Afyon Kocatepe Üniversitesi. Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi 23*(3), 780–796.
- Gül, A. ve Özkul, M. (Ed.ler) (2022). Denizli'nin Jeolojik Mirası Çalıstayı. Bildiri özleri kitabı. ISBN: 978-605-71611-2-3.
- Gül, A. ve Özkul, M. (2023a). Çal kanyonu ve çevresinin (Denizli, GB Anadolu) jeolojikjeomorfolojik özellikleri ve jeoturizm potansiyeli. *Türkiye Jeoloji Bülteni, 66(1)* 107–126. https:// doi.org/10.25288/tjb.935447
- Gül, A. ve Özkul, M. (2023b). Çameli İlçesi'nin Jeolojik Değerleri ve Jeoturizm Potansiyeli. *Çameli Sempozyumu Bildiriler Kitabı*. 05–08 Ekim 2022 Çameli, Denizli Büyükşehir Belediyesi Kültür Yayınları, No: 208.
- Gülecal-Pektaş, Y. & Temel, M. (2017). A Window to the Subsurface: Microbial Diversity in Hot Springs of a Sulfidic Cave (Kaklik, Turkey). *Geomicrobiology Journal*, 34(4), 374–384. https:// doi.org/10.1080/01490451.2016.1204374
- Gündoğan, İ., Helvacı, C. & Sözbilir, H. (2008). Gypsiferous carbonates at Honaz Dağı (Denizli): first documentation of Triassic gypsum in western Turkey and its tectonic significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32, 49–65.
- Gürbüz, A., Boyraz, S. & Ismael, M. T. (2012). Plio-Quaternary development of the Baklan–Dinar graben: implications for cross-graben formation in SW Turkey. *International Geology Review*, *54*(1), 33–50. https://doi.org/10.1080/00206814.2010.49 6543
- Hakyemez, H. Y. (1989). Kale-Kurbalık (GB Denizli) bölgesindeki Senozoyik yaşlı çökel kayaların jeolojisi ve stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 109, 9–*21.
- Hançer, M. (2013). Study of the structural evolution of the Babadağ-Honaz and Pamukkale fault zones and related earthquake risk potential of the Buldan region in SW Anatolia, east of the Mediterranean. *Journal of Earth Science*, 24(3), 397–409. https:// doi.org/10.1007/s12583-013-0333-2
- Haytoğlu, E. (2018). Denizli kenti'nin elektrik tarihine bir bakış (1924-1954). *Belgi Dergisi, 2*(16), 896 – 927.

- Helvacı, C. (1995). Stratigraphy, Mineralogy, and Genesis of the Bigadiç Borate Deposits, Western Turkey. *Economic Geology*, *90*, 1237–1260. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.5.1237
- Helvacı, C., Alçiçek, M. C., Gündoğan, İ. & Gemici, Ü. (2013). Tectonosedimentary development and palaeoenvironmental changes in the Acıgöl shallow-perennial playa-lake basin, SW Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences, 22,* 173–190. https://doi.org/10.3906/yer-1112-5
- Homewood, P., Allen, P. A. & Williams, G. D. (1986). Dynamics of the Molasse Basin of Western Switzerland. In P. A. Allen, & P. Homewood (Eds.), *Foreland Basins*, (pp. 199-217). Wiley Online Library, International Association of Sedimentologists, Special Publication. https:// doi:10.1002/9781444303810
- Horvatinčić, N., Özkul, M., Gökgöz, A. & Barešic', J. (2005). Isotopic and geochemical investigation of tufa in Denizli province, Turkey. In M. Özkul, S. Yağız, & B. Jones, (Eds.), Proceedings of International Symposium on Travertine, Geochemistry and Hydrogeology Session (pp. 162–170). ISBN: 975-6992-11-5.
- Ilgar, A., Nemec, W. Tuncay, E. Alçiçek, M. C., Hakyemez, A., Bozkurt, A., Çiner, A. & Ergen, A. (2024). The coeval development of conglomeratic, shoal-water and Gilbert-type deltas in the post-orogenic extensional Çardak Basin, SW Türkiye: implications for accommodation and sediment supply. *Mediterranean Geoscience Reviews*, https://doi.org/10.1007/s42990-024-00130-w
- IUGS (2022). International Union of Geological Sciences (2022). *The First 100 IUGS Geological Heritage Sites* (pp. 301). ISBN: 978-1-7923-99756. International Union of Geological Sciences Publication.
- IUGS, (2024, 20 Aralık). International Union of Geological Sciences. Designations, Stones. https://iugs-geoheritage.org/designations-stones/
- Inaner, H., Sümer, Ö. & Akbulut, M. (2019). New geosite candidates at the western termination of the Büyük Menderes graben and their importance on science education. *Geoheritage*, 11(4), 1291–1305. https://doi.org/10.1007/s12371-019-00406-w
- Inci, U. (1998). Lignite and carbonate deposition in Middle Lignite succession of the Soma Formation,

Soma coalfield, western Turkey. *International Journal of Coal Geology*, *37*, 287–313. https://doi. org/10.1016/S0166-5162(98)00010-x

- İslamoğlu, Y. & Hakyemez, A. (2010). Oligocene History of the Çardak-Dazkırı Sub-basin (Denizli, SW Turkey): Integrated Molluscan and Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. *Turkish Journal* of Earth Sciences, 19, 473–496. https://doi. org/10.3906/yer-0907-19
- Ismael, M. T. (2009). *Işıklı göl (Çivril, Denizli) tortullarının sedimantolojik incelenmesi.* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Kappelman, J., Alçicek, M. C., Kazanci, N., Schultz, M., Özkul, M. & Sen, S. (2008). Brief communication: first *Homo erectus* from Turkey and implications for migrations into temperate Eurasia. *American Journal of Physical Anthropology*, *135*, 110–116. https://doi.org/10.1002/ajpa.20739
- Karayigit, A. İ, Atalay, M., Oskay, R. G. & Bulut, Y. (2020). Variations in elemental and mineralogical compositions of Late Oligocene, Early and Middle Miocene coal seams in the Kale-Tavas Molasse sub-basin, SW Turkey. *International Journal of Coal Geology 218*, Article 103366. https://doi. org/10.1016/j.coal.2019.103366
- Kazancı, N., Boyraz, S., Özkul, M., Alçiçek, M. C. & Kadıoğlu, Y. K. (2012). Late Holocene terrestrial tephra record at western Anatolia, Turkey: Possible evidence of an explosive eruption outside Santorini in the eastern Mediterranean. *Global and Planetary Change*, 80, 36–50. https://doi. org/10.1016/j.gloplacha.2011.09.007
- Kazancı, N., Şaroğlu, F. ve Suludere, Y. (2015). Jeolojik Miras ve Türkiye Jeositleri Çatı Listesi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 151, 263-272. https:// doi.org/10.19111/bmre.39701
- Kazancı, N., Erdem Özgen, N. ve Erturaç, M. K. (2017). Kültürel jeoloji ve Jeolojik Miras; Yerbilimlerinin Yeni Açılımları. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 60(1), 1–16. https://doi.org/10.25288/tjb.297797
- Kaymakçı, N. (2006). Kinematic development and paleostress analysis of the Denizli Basin (Western Turkey): implications of spatial variation of relative paleostress magnitudes and orientations. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 207–222. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.03.003
- Kaypak, B. & Gökkaya, G. (2012). 3-D imaging of the upper crust beneath the Denizli eothermal region

by local earthquake tomography, western Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 211–212,* 47–60. https://doi.org/10.1016/j. jvolgeores.2011.10.006

- Kele, S., Özkul, M., Gökgöz, A., Fórizs, I., Baykara, M. O., Alçiçek, M. C. & Németh, T. (2011). Stable isotope geochemical and facies study of Pamukkale travertines: new evidences of low-temperature non-equilibrium calcitewater fractionation. *Sedimentary Geology*, 238, 191– 212. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.04.015
- Koçyiğit, A. (2005). The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin-fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta, 18,* 167–208. https://doi.org/10.3166/ ga.18.167-208
- Koralay, T. (2017). Archaeometric characterization of the recently discovered Yenişehir Marble Quarry in the Denizli region. In: Eds. Ismaelli T, Scardozzi G (eds) Ancient Quarries and Building Sites in Asia Minor, Research on Hierapolis in Phrygia and other cities in south-western Anatolia: *Archaeology, archaeometry, conservation.* 119– 130. http://dx.doi.org/10.4475/819.
- Koralay, T. & Kılınçarslan, S. (2015). Mineropetrographic and isotopic characterization of two antique marble quarries in the Denizli region (western Anatolia, Turkey). *Periodico di Mineralogia*, 84(2), 263–288. https://doi. org/10.2451/2015PM0013
- Koralay, O. E, Dora, Ö., Chen, F., Satır, M. & Candan, O. (2004). Geochemistry and Geochronology of Orthogneisses in the Derbent (Alaşehir) Area, Eastern Part of the Ödemiş- Kiraz Submassif, Menderes Massif: Pan-African Magmatic Activity. *Turkish Journal of Earth Sciences, 13*, 37–61.
- Koralay, O. E., Candan, O., Chen, F., Akal, C., Oberhansli, R., Satır, M. & Dora, O. Ö. (2012). Pan-African magmatism in the Menderes Massif: geochronological data from leucocratic tourmaline orthogneisses in westerm Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 101, 2055–2081. https://doi.org/10.1007/s00531-012-0775-2
- Koralay, T., Baykara, M. O., Deniz, K, Kadıoğlu, Y. K., Duman, B. & Shen, C-C. (2018) Multi-Isotope Investigations for Scientific Characterisation and Provenance Implication of Banded Travertines

from Tripolis Antique City (Denizli–Turkey). *Environmental Archaeology*, 24(3), 317-336. https://doi.org/10.1080/14614103.2018.1498164

- Koralay, O. E., Candan, O., Uzel, B., Chen, F. & Collins, A. S. (2022). Menderes Masifi'nin Bozdağ (Ödemiş) Bölgesinde Gözlenen ~ 630 My Yaşli Asidik/ Bazik Metamagmatikler. A. Gül ve M. Özkul (Ed.ler) *Denizli'nin Jeolojik Mirası Çalıştayı, Bildiriler kitabı*, (s. 12–14).
- Köroğlu, F. & Kandemir, R. (2019). Vulnerable Geosites of Çayırbağı-Çalköy (Düzköy-Trabzon) in the Eastern Black Sea Region of NE Turkey and Their Geotourism Potential. *Geoheritage*, 11, 1101–1111. https://doi.org/10.1007/s12371-019-00358-1
- Köroğlu, F. (2024). Cehennem Deresi Canyon(s): Outstanding Geomorphology, Geoheritage, and Geotourism Assets, Ardanuç (Artvin), Eastern Black Sea/NE Türkiye. *Geoheritage 16*, Article 87. https://doi.org/10.1007/s12371-024-00997-z
- Kumsar, H. & Aydan, Ö. (2021). An integrated study on the stability assessment and partial collapse of the Kaklık karstic cave (Denizli, Turkey). *Bulletin* of Engineering Geology and the Environment, 80, 221–238. https://doi.org/10.1007/s10064-020-01926-4
- Kumsar, H., Aydan, Ö., Şimşek, C. & D'Andria, F. (2016a). Historical earthquakes that damaged Hierapolis and Laodikeia antique cities and their implications for earthquake potential of Denizli Basin in western Turkey. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 75, 519–536. https://doi.org/10.1007/s10064-015-0791-0
- Kumsar, H., Aydan, Ö., Tano, H., Çelik, S. B. & Ulusay, R. (2016b). An integrated geomechanical investigation, multi-parameter monitoring and analyses of Babadağ-Gündoğdu creep-like landslide. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 49, 2277–2299. https://doi.org/10.1007/s00603-015-0826-7
- Martín-Algarra, A., Martín-Martín, M., Andreo, B., Julia, R. & Gonzalez-Gomez, C. (2003). Sedimentary patterns in perched spring travertines near Granada (Spain) as indicators of the paleohydrological and palaeoclimatical evolution of a karst massif. *Sedimentary Geology, 161*, 217– 228.
- Nazik, L. (1998). Keloğlan Mağarası araştırma raporu mimari ve elektrifikasyon uygulama projesi.

Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı, MTA Ankara (yayımlanmamış).

- Nazik, A., Akyıldız, M. ve Şeker Zor, E. (Ed.ler) (2021). Adana'nın Jeolojik Mirası Çalıştayı. Bildiri özleri kitabı, ISBN: 978-625-7653-33-6.
- Okay, A. İ. (1989). Denizli'nin güneyinde Menderes masifi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi 109*, 45– 48.
- Özkaymak, Ç. (2015). Tectonic analysis of the Honaz Fault (western Anatolia) using geomorphic indices and the regional implications. *Geodinamica Acta*, 27(2–3), 110-129. https://doi.org/10.1080/098531 11.2014.957504
- Özkul, M., Varol, B. ve Alçiçek, M. C. (2002). Denizli Travertenleri'nin Petrografik Özellikleri ve Depolanma Ortamları. *MTA Dergisi, 125,* 13–29.
- Özkul, M., Topal, S., Alçiçek, M. C., Erten, H. ve Gül, A. (2003). Keloğlan Mağarası'nın Jeolojik Konumu ve Oluşumu. *I. Acıpayam Sempozyumu*. Acıpayam, Denizli, 1–3 Kasım 2003.
- Özkul, M., Gökgöz, A. & Horvatinčić, N. (2010). Depositional properties and geochemistry of Holocene perched springline tufa deposits and associated spring waters: a case study from the Denizli province, Western Turkey. In: H.M. Pedley (Ed.), *Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls,* (pp. 245–262). *Special Publications, 336.* The Geological Society London. https://doi.org/10.1144/SP336.13
- Özkul, M., Kele, S., Gökgöz, A., Shen, C-C, Jones, B., Baykara, M. O., Fórizs, I., Nemeth, 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. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.05.018
- Özkul, M. (2019). Markalaşmış bir doğaltaş: Denizli Traverteni. *Mavi Gezegen, 26,* 71–78.
- Özkul, M., Gül, A., Koralay, T., Özen, H., Semiz, B. & Duman, B. (2024a). Denizli Travertine: A Global Heritage Stone Resource Nominee from Western Türkiye. *Geoheritage*, *16*, Article 67. https://doi. org/10.1007/s12371-024-00970-w
- Özkul, M., Gül, A., Gökgöz, A. ve Semiz, B. (2024b). Denizli'nin jeotermal kaynakları, ilgili jeositler ve termal turizm potansiyeli. S. Bertan (Ed.), *Termal Turizm ve Termal Kent: Denizli*. Detay Yayıncılık, Ankara, ISBN: 978-605-254-936-0, 145–168.

- Pandolfi, L. & Erten, H. (2017). Stephanorhinus hundsheimensis (Mammalia, Rhinocerotidae) from the late early Pleistocene deposits of the Denizli Basin (Anatolia, Turkey) *Geobios*, 50, 65– 73. https://doi.org/10.1016/j.geobios.2016.10.002
- Pfanz, H., Yüce, G., Gülbay, A.H. & Gökgöz, A. (2019). Deadly CO₂ Gases in the Plutonium of Hierapolis (Denizli, Turkey). Archaeological and Anthropological Sciences, 11, 1359–1371. https:// doi.org/10.1007/s12520-018-0599-5
- Piccardi, L. (2007). The AD 60 Denizli Basin earthquake and the apparition of Archangel Michael at Colossae (Aegean Turkey). In L. Piccardi & W. B., Masse (Eds.), *Myth and Geology (pp.* 95–105). Geological Society of London, Special Publications, 273. https://doi.org/10.1144/gsl. sp.2007.273.01.08
- ProGeo Group. (1998). A first attemt at a geosites framework for Europe -an IUGS initiative to support recognition of World heritage and European geodiversity. *Geologica Balcanica 28*, 5–32. https://doi.org/10.52321/GeolBalc.28.3-4.5
- Richter, D. V. & Besenecker, H. (1983). Subrecent high-Sr aragonite ooids from hot springs near Tekke Ilica (Turkey). In T.M. Perty (Ed.), *Coated Grains*, (pp. 154–162). Springer-Verlag. https:// doi.org/10.1007/978-3-642-68869-0
- Saraç, G. (2003). *Türkiye Omurgalı Fosil Yatakları* [Vertebrate Fossil Localities of Turkey] (Rapor No. 10609). Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü., Ankara, Türkiye (Yayımlanmamış rapor).
- Scardozzi, G. (2019). The Provenance of marbles and alabasters used in the monuments of Hierapolis in Phrygia (Turkey): New information from a systematic review and integration of archaeological and archaeometric data. *Heritage*, *2*, 519–552. https://doi.org/10.3390/heritage2010035
- Scardozzi, G., Brilli, M. & Giustini, F. (2019). Calcite alabaster artifacts from Hierapolis in Phrygia, Turkey: Provenance determination using carbon and oxygen stable isotopes. *Geoarchaeology*, 34, 169–186. https://doi.org/10.1002/gea.21699
- Scoon, R. (2021). The Hierapolis-Pamukkale Archaeological and Geosite, Southwest Turkey. (Report number: Geotraveller 23). The Geotraveller. Springer. https://doi.org/10.13140/ RG.2.1.1761.4567
- Semiz, B. (2003). Denizli Volkanitlerinin Jeolojik, Petrografik ve Petrokimyasal Olarak İncelenmesi.

[Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

- Semiz, B., Çoban, H., Roden, M.F., Özpınar, Y., Flower, M. F. J. & McGregor, H. (2012). Mineral composition in cognate inclusions in Late Miocene–Early Pliocene potassic lamprophyres with affinities to lamproites from the Denizli region, Western Anatolia, Turkey: Implications for uppermost mantle processes in a back-arc setting. *Lithos 134–135*, 253–272. https://doi. org/10.1016/j.lithos.2012.01.005
- Sönmezoğlu, R., Doğan, N. M. & Kumsar, H. (2024). Evaluation of the bacterial diversity and current travertine strength of Kaklik cave in Honaz, Denizli, Türkiye. *Carbonates Evaporites*, 39, Article 94. https://doi.org/10.1007/s13146-024-01006-8
- Sözbilir, H. (2005). Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey, *Geodinamica Acta 18*, 255– 282. https://doi.org/10.3166/ga.18.255-282
- Sun, S. (1990). Denizli Uşak arasının jeolojisi ve linyit olanakları, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü. Rapor No. 9985, Ankara, Türkiye (Yayımlanmamış rapor).
- Şimşek, Ş. (1984). Denizli-Sarayköy-Buldan alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. *İstanbul Üniversitesi Yer Bilimleri Dergisi*, **3**, 145-162.
- Şimşek, Ş. (1985). Geothermal Model of Denizli, Sarayköy-Buldan Area. *Geothermics*, 14 (2– 3), 393–417. https://doi.org/10.1016/0375-6505(85)90078-1
- Şimşek, Ş. (2003). Hydrogeological and Isotopic Survey of Geothermal Fields in the Buyuk Menderes Graben, Turkey, *Geothermics*, 32, 669–678. https://doi.org/10.1016/S0375-6505(03)00072-5
- Şimşek, Ş., Günay, G., Elhatip, H. & Ekmekci, M. (2000). Environmental protection of geothermal waters and travertines at Pamukkale, Turkey. *Geothermics*, 29, 557–572. https://doi. org/10.1016/S0375-6505(00)00022-5
 - Şimşek, C. ve Özdemir, M. T. (2019). Lidya Bölgesi'nde Bir Frig Kaya Mezarı: Karaköy Deliktaş Kaya Mezarı, In A. Erön ve E. Erdan (Ed. ler), Doğudan Batıya 70. Yaşında Serap Yaylalı'ya Sunulan Yazılar (s.151-166). Bilgin Kültür Sanat Şti. Ltd., Ankara.

- Topal, S. (2012). *Denizli Havzasındaki Fayların Tektonik Jeomorfolojisi* [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Topal, S. & Özkul M. (2018). Determination of relative tectonic activity of the Honaz fault (SW Turkey) using geomorphic indices. *Pamukkale University Journal of Engineering Sciences*, 24(6), 1200– 1208. https://doi.org/10.5505/pajes.2017.18199
- Tuncer, K. (2021). Aydoğdu, Kızılca, Ovacık ve Kırkoluk Polyelerinin (Tavas, Denizli) Morfometrik Özellikleri ve Jeomorfolojik Evrimi. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, 7, 82–108. https://doi.org/10.46453/jader.974102
- Tuncer, K. (2023). Likya Napları Bölgesinde Epijenik Buruk Düdeni ve Gümüşdere Obruğunun (Tavas, Denizli) Jeomorfolojik Özellikleri ve Gelişimi. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi, 10,* 91–109. https://doi.org/10.46453/jader.1233907
- URL 1. International Union of Geological Sciences (IUGS). https://iugs-geoheritage.org/geoheritage_stones/denizli-travertine/
- URL 2. International Union of Geological Sciences (IUGS). https://iugs-geoheritage.org/designations-stones/
- URL 3. (Erişim tarihi: 2024 22 Ekim). *Beyağaç Belediyesi*. https://www.beyagac.bel.tr/

- Van Noten, K., Topal, S., Baykara, M. O., Özkul, M., Claes, H., Aratman, C. & Swennen, R. (2019).
 Pleistocene-Holocene tectonic reconstruction of the Ballık travertine (Denizli Graben, SW Turkey): (De)formation of large travertine geobodies at intersecting grabens. *Journal of Structural Geology, 118*, 114–134. https://doi.org/10.1016/j. jsg.2018.10.009
- Wesselingh, F. P., Alçiçek, H. & Magyar, I. (2008). A Late Miocene Paratethyan mollusc fauna from the Denizli Basin (southwestern Anatolia, Turkey) and its regional palaeobiogeographic implications. *Geobios, 41,* 861–879. https://doi.org/10.1016/j. geobios.2008.07.003
- Yalçın, M. N., Gürpınar, O., Altınok, Y., Özer, N., Özler, M., Hoşgörmez, H., Ündül, Ö., Yeşiladalı, Ö. B., Şenyuva, T., Gözübol, A. M., Dalgıç, S., Tuğrul, A., Zarif, H. ve Korkanç, M. (2004). Buldan (Denizli) Yöresinin Temel Jeolojik Özellikleri ve Jeolojik Miras Envanteri. *TÜBA Kültür Envanteri Dergisi*, 2, 169–186.
- Yıldız, S. ve Ustaoğlu, M. R. (2016). Denizli'deki dağ göllerinin Oligochaeta (Annelida) faunası üzerine gözlemler. *Ege Su Ürünleri Dergisi*, 33(2), 89–96. https://doi.org/10.12714/egejfas.2016.33.2.01





Gölsel Seviye Değişimleri ve Volkanizmanın, Eşzamanlı Oluşan Traverten ve Tufalar Üzerine etkileri; Heybeli Traverten ve Tufaları (Adilcevaz, Bitlis)

Effects of lacustrine level changes and volcanism on synchronously-formed travertines and tufas; Heybeli travertines and tufas (Adilcevaz, Bitlis)

Çetin Yeşilova^{1, *} , Bilal Aranlı²

¹ Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 65080 Tuşba/Van ² Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 65080 Tuşba/Van

• Geliş/Received: 31.07.2024	• Düzeltilmiş N	Aetin Geliş/Revised Manuscript Receiv	ed: 10.09.2024	• Kabul/Accepted: 10.09.2024
	• Çevrimiçi Yayın/	Available online: 27.11.2024	• Baskı/Printed: 31.	05.2025
Araştırma Makalesi/Research	Article	Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turke	y	

Öz: Heybeli Traverten ve Tufaları, Van Gölünün kuzeyinde, Heybeli Köyü ile Van Gölü arasında kalan bölgede yüzeylemektedir. Tabanda 55 m traverten istifi bulunurken, bu travertenlerin üzerine 21 m kalınlığında tufa istifi gelmektedir. Yapılan arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda Heybeli traverten ve tufaları, breşik-litoklastlı fasiyes, kristalin kabuk fasiyesi, çalı tipi fasiyes, sal tipi fasiyes, gaz boşluklu fasiyes, fitoherm çatıtaşı fasiyesi, fitoherm bağlamtaşı fasiyesi ve mikritik tufa fasiyesi olmak üzere 8 fasiyese ayırtlanmıştır. Bu çalışmada elde edilen veriler, traverten ve tufaların oluşumları ve gelişimleri sürecinde, tektonizma, volkanizma ve göl seviye değişimlerinin etkin rol oynadığını göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Adilcevaz, Heybeli, traverten, tufa, Van Gölü seviye değişimleri.

Abstract: Heybeli travertines and tufas crop out in the north of Lake Van, in the region between Heybeli village and Lake Van. While there is a 55 m travertine sequence at the base, a 21 m thick tufa sequence lies above these travertines. As a result of field and laboratory studies, Heybeli travertines and tufas were divided into 8 facies: brecciated-lithoclastic facies, crystalline crust facies, scrub type facies, raft type facies, gas cavity facies, phytoherm roofstone facies, phytoherm boundstone facies and micritic tufa facies. The data obtained in the study indicate that tectonism, volcanism and lake level changes played an active role in the formation and development of these travertines and tufas.

Keywords: Adilcevaz, Heybeli, Lake Van level changes, travertine, tufa.

GİRİŞ

Tufa ve traverten, çoğunlukla, aynı tatlı sudan oluşan karbonatlı kayaçlar için alternatif isimler olarak gelişigüzel kullanılmaktadır (Julia, 1983; Capezzuoli vd., 2014). Bununla birlikte, traverten, kalsiyum ve bikarbonatça zengin sıcak suların bir çatlak, yarık veya aktif fay hattı boyunca, yüzeye çıktıkları alanlarda biriktirdikleri kalsiyum karbonatlı kayaçlara verilen addır (Guo ve Riding, 1998; Pentecost, 2005). Tufa da travertenle aynı şekilde, kalsiyum ve bikarbonatça zengin suların bir çatlak, yarık, aktif fay hattı veya akarsu boyunca karbonatı çökeltmesi sonucu oluşmaktadır (Pedley, 1990; Capezzuoli vd., 2014). Teorikte her iki kayaç aynı gibi gözükse de pratikte bu kayaçları ayıran birçok özellik vardır (Capezzuoli vd., 2014). Bunlardan en önemlisi gibi görünen kaynağın sıcaklığıdır (Pedley, 1990; Pentecost ve Viles, 1994; Jones ve Renaut, 2010; Capezzuoli vd., 2014). Sıcaklık tanımlaması, su sıcaklıkları doğrudan aktif biriktirme alanlarında ölçülmüş ve/veya dolaylı olarak ilişkili organizmalar ve fosillerden tahmin edilmiştir (Pedley, 1990; Koban ve Schweigert., 1993; Capezzuoli vd., 2014). Bununla birlikte tufalarda canlı aktivitesinin olması kaçınılmazdır (Capezzuoli vd., 2014). Tüm bunlar göz önüne alındığında, traverten ve tufalar, farklı morfolojik sınıflamaları ve farklı litofasiyes sınıflamalarına sahip olmaları nedeniyle, gerek bölgesel gerekse daha detay alanların evrimsel yorumlamalarında sıkça kullanılmaktadırlar. Bu nedenle traverten ve tufalarla ilgili olarak yapılan çalışmalar oldukça fazladır (Guo ve Riding, 1998; Pentecost, 2005; Capezzuoli vd., 2014).



Şekil 1. A) İnceleme alanının konumunu gösterir harita ve (B) inceleme alanının Aranlı ve Yeşilova (2021)'dan değiştirilen jeoloji haritası

Figure 1. A) Map showing the location of the study area and (B) geological map of the study area modified from *Aranlı and Yeşilova (2021).*





Figure 2. Generalized columnar section showing Heybeli travertine and tufa facies and facies associations (Modified from Aranlı and Yeşilova (2021))

Doğu Anadolu Yığışım Karmaşığı'nın içerisinde yer alan çalışma alanı, Doğu Anadolu Fayı'nın kuzeyinde, Kuzey Anadolu Fayı'nın doğusunda, Muş süturunun kuzeyinde yer almaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 2008). Van Gölü Havzası; 19 milyon yıl öncesinden başlayan sıkışma (kıta kıta çarpışması) rejiminin (Gülyüz vd., 2019) bir ürünü olarak gelişse de bu sıkışma rejiminin sonuçlarından biri olan Nemrut stratavolkanının patlamasından sonra son şeklini almıştır. Günümüzde de etkili olan bu rejim, havzada birçok paleo ve aktif fayların gelişmesinde etkin rol oynamıştır (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Özkaymak vd., 2012; Koçyiğit, 2013; Utkucu vd., 2017). Bu faylar neticesinde havzada birçok traverten oluşumu gerçekleşmiştir. Heybeli traverten ve tufalarının oluşumunda ve şekillenmesinde; Heybeli fayları aktif olarak rol oynamışlardır. İnceleme alanın temelini, Burdigaliyen yaşlı Adilcevaz Kireçtaşları oluşturmaktadır (Demirtaşlı ve Pisoni, 1965; Yeşilova ve Yakupoğlu, 2007). Günümüzden 760.000 yıl önce faaliyetine başlamış Süphan Volkanına ait bazaltlar bu kireçtaşlarını uyumsuz olarak örtmektedir (Özdemir ve Güleç, 2014). İnceleme alanındaki diğer birimler sırasıyla Kuvaterner yaşlı, Heybeli Travertenleri, Heybeli Tufaları, Van Gölü Formasyonu ve Alüvyonlardır (Acarlar vd., 1991) (Şekil 1 ve 2).

Bu çalışmanın amacı, Van Gölünün kuzeyinde, göle 200 metre, Süphan Volkanına ait bazaltlara ise 700 metreden daha az uzaklıkta bulunan Heybeli traverten ve tufalarının oluşumunda, göl seviye dalgalanmalarının ve volkanik faaliyetlerin etkilerini araştırmaktır. Bu bağlamda çoğunluğu örtülü ve ekili olan travertenler üzerinde iki farklı noktada, toplamda 54 m karotlu sondaj yapılmıştır (Şekil 3A ve 3B).

METODOLOJİ

Çalışma, Van Gölü kuzeyinde yer alan Heybeli köyü (Adilcevaz, Bitlis) ile Van Gölü arasında kalan bölgede yer alan Heybeli traverten ve tufaları üzerinde gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmalarında, tamamı gözlemlenebilen tufalardan ve üst kesimleri gözlemlenebilen travertenlerden 2 ölçülü stratigrafik kesit ölçülmüştür. Üzeri örtülü ve ekili olan travertenlerin geri kalanında ise arazi gözlemleri yapılmış, en uygun yerlerden karotlu sondaj çalışması yapılmıştır. Sondaj çalışması, karotiyer uzunluğunun yetersiz olmasından ötürü 2 aşamada gerçekleştirilmiş ve toplamda 54 m sondaj yapılmıştır. Arazi çalışmaları sırasıda traverten ve tufaların litolojik özellikleri ayrıntılı olarak belirlenmistir. Travertenler, belirlenen litolojik özelliklerine dayanılarak, Guo ve Riding (1998) de belirtilen fasiyes sınıflamasına uygun sekilde fasiyeslere ayırtlanmıştır. Tufalar ise Pedley (1990)'a göre sınıflandırılmıştır. Yapılan tüm çalışmalar sonucunda, 107 adet örnek incekesit için, 20 adet örnek de SEM analizleri için derlenmiştir. İnce kesit çalışmaları Dokuz Eylül Üniversitesi, Torbalı Meslek Yüksek Okulu, ince kesit laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. SEM çalışmaları, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Bilim Uygulama ve Araştırma Merkezinde (BUAM) yapılmıştır. Bu çalışmada iletken yüzey sağlanması için numuneler öncelikle 75 saniye boyunca Q150R cihazı ile Au/Pd ile kaplanmıştır. Daha sonra numunelerin morfolojik analizleri için Zeiss Sigma 300 marka alan emisyonlu taramalı elektron mikroskobu (FE-SEM) ile görüntüler alınmıştır. Görüntüleme işlemi ikincil elektronlar (SE) ile 10 kV hızlandırma voltajında vapılmaktadır.



Şekil 3. A) Travertenlerde yapılan karotlu sondaj çalışması ve (**B**) karot sandıklarından birinin görünümü. *Figure 3. A) Core drilling in travertines and (B) view of one of the core boxes.*

Gölsel Seviye Değişimleri ve Volkanizmanın, Eşzamanlı Oluşan Traverten ve Tufalar Üzerine etkileri; Heybeli Traverten ve Tufaları (Adilcevaz, Bitlis)

BULGULAR

Bu bölüm sedimantoloji ve mineraloji – petrografi başlıkları adı altında incelenecektir.

Sedimantoloji

Yapılan tüm incelemeler sonucunda, Heybeli Travertenleri, Breşik-litoklastlı fasiyes, Kristalin kabuk fasiyesi, Çalı tipi fasiyes, Sal tipi fasiyes, Gaz boşluklu fasiyes olmak üzere 5 fasiyese, Heybeli Tufaları ise fitoherm çatıtaşı fasiyesi, fitoherm bağlamtaşı fasiyesi ve mikritik tufa fasiyesi olmak 3 fasiyese ayrılmıştır (Şekil 4) (Aranlı, 2021).



Şekil 4. Traverten ve tufa fasiyeslerini ve ilişkilerini gösteren resimler. Breşik – litoklastlı fasiyes ve içerisinde kristalin kabuğa ait çakıllar (**A**), kristalin kabuk fasiyesi ve çalı tipi fasiyes ilişkisini gösteren fotoğraf (**B**), gri – füme renkli, gözenekli kristalin kabuk fasiyesi (**C**), çalı tipi fasiyes ve kristalin kabuk fasiyesi ilişkisi (**D**). Sal tipi fasiyes (**E**), gaz boşluklu fasiyes (**F**), fitoherm çatıtaşı fasiyesindeki mikrobiyal mat ve stromatolitik kabuğun mikritik tufa fasiyesi ile ilişkisi (**G**), fitoherm bağlamtaşı fasiyesi ve bu fasiyesin gölsel ortam ürünü olduğu gösteren kafa stromatolit (**H**) ve (**I**) mikritik tufa fasiyesi.

Figure 4. Pictures showing travertine and tufa facies and relationships. Lithoclast-breccia facies and pebble of crystalline crust facies (A), relation between crystalline crust facies and shrub type facies (B), gray and dark gray colored and porous crystalline crust facies (C), relation between shrub type facies and crystalline crust facies (D), paper thin raft type facies (E), gas bubble facies (F). Microbial mat and stromatolitic crust in the phytoherm framework facies and relationship between micritic tufa facies (G), phytoherm boundstone facies and head stromatolite showing that the facies is a product of a lacustrine environment (H), micritic tufa facies (I).

Traverten Fasiyesleri

Breşik – litoklastlı fasiyes

Arazide 2 farklı şekilde gözlemlenen bu fasiyes, traverten ve tufaların temelini oluşturmaktadır. (i) Kesitin tabanında, volkanik çakıl katkılı olarak gözlemlenmektedir. Fasiyes bu ilişkisi bakımından cakıllı fasiyes olarak tanımlanmalıdır, ancak arazide başka hiçbir düzeyde gözlemlenmemesi ve sadece karotta tanımlanmasından dolayı bresik-litoklastlı fasiyese dâhil edilmistir. Diğer gözlenme sekli ise (ii) diğer fasiyeslerden, özellikle de kristalin kabuk fasiyesine ait çakıllar ihtiva eder şekildedir (Sekil 4A). Arazide 4 kez tekrar eden bu fasiyes, gri-sarımtırak renklidir ve katman kalınlıkları 10-45 cm arasında değişmektedir. Kimi yerlerde breşik-litoklastlar, arası gaz boşluklu veya sal tipi travertenlerle doldurulmuştur. Ancak içerdiği bresik-litoklastlardan ötürü fasiyese bresiklitoklastlı traverten fasiyesi adı verilmiştir (Şekil 4A).

Kristalin kabuk fasiyesi

Arazide ve karotta (10 tekrarla), en çok gözlemlenen fasiyestir. Arazide iki farklı tipte bulunmaktadır. (i) Krem – bej – beyaz renkli, gözeneksiz, katman kalınlığı 7 – 150 cm arası değişen kalınlıkta ve içeriğindeki silisyumdan ötürü oniks özelliğindedir (Şekil 4B). (ii) Füme – açık gri renkli, ince tabakalı bol gözenekli ve oniks yapısındadır (Şekil 4C).

Çalı tipi fasiyes

Çalı tipi fasiyesi, kristalin kabuk fasiyesinden sonra arazide en çok gözlemlenen fasiyeslerden biridir. Krem-beyaz renkli, aragonitik yapıdadır. Fasiyes, arazide, tabakalı, beyaz renkli, orta-kalın katmanlı ve bir noktadan büyüyen çalılardan oluşmaktadır (Şekil 4D). Çalılar, sparikalsit stromatoliti içeren, içerisinde sutaşıma kanalları ihtiva eden, aynı merkezden çıkıp dallanan yapraklar içeren küçük bodur bitkiler şeklinde gözlemlenmektedir. Bodur bitkilerin genişliği 10-40 cm çapında, yüksekliği ise 10-20 cm civarındadır.

Sal tipi fasiyes

İnceleme alanında, 5 kez tekrar eden fasiyesin, katman kalınlığı, 0,8-1,6 cm arasında değişmektedir. Krem-gri renkli fasiyes, genellikle kamış tipi ve çalı tipi fasiyesle birlikte bulunmaktadır (Şekil 4E).

Gaz boşluklu fasiyes

Gaz boşluklu traverten fasiyesi arazide sarı-bej renkli, ince-kalın katmanlı olarak gözlemlenmektedir (Şekil 4F). Fasiyes, yer yer 2-5 cm kalınlığında kristalin kabuk fasiyesine ait seviyeler de içermektedir. Gaz boşluklu traverten fasiyesi, tüm kesit boyunca 5 kez tekrar edilmektedir.

Tufa Fasiyesleri

Fitoherm çatıtaşı fasiyesi

Fasiyesin toplam kalınlığı 4,5-5 m kadardır. Fasiyes arazide koyu gri-füme renkli, çok gözeneklidir. Fasiyes tabanda, gri renkli mikrobiyal matlar ve üzerindeki kahverengi stromatolitik kabuk ile başlamaktadır. Bu bölümün toplam kalınlığı 15 cm civarındadır (Şekil 4G).

Fitoherm bağlamtaşı fasiyesi

Fasiyes arazide krem-sarı renkli, ince katmanlı tabakalar ile bunların arasına yerleşmiş çapları 74 cm ile 1,6 m arası değişen stromatolit kubbeleri ile karakteristiktir (Şekil 4H). Stramatolitler, sarı – bej renklidir. Katman kalınlıkları 1 – 6 cm arasında değişmektedir.

Mikritik tufa fasiyesi

Bu fasiyes arazide krem-beyaz renkli, sert ve sağlam bir yapıda gözlemlenmektedir. Genellikle stromatolitli düzeyleri sarar vaziyettedir (Şekil 4.G). Fasiyes, tufa istifinin alt kesiminde, yer yer bitkisel katılım gösterse de kesitin orta kesimlerinde masif, kesitin en üstünde ise, kalişler ve tufa breşlerinden oluşmaktadır.

Mineraloji – Petrografi

İnce kesitler mikroskop altında incelendiğinde kristalin kabuk fasiyesine ait öz şekilli kalsit minerallerinin büyük ve birbirlerine paralel olacak şekilde dizildikleri görülmektedir. Büyüme eksenine dik olacak şekilde gelişen bu kristaller arasındaki boşluklarda ikincil kalsit kristalleri gözlemlenmektedir (Şekil 5A). Kristalin kabuğu oluşturan kalsit kristalleri, büyüme eksenine dik olacak şekilde gelişmekte, bu büyümeler küçük ölçekli yerel fanlar oluşturmaktadır (Şekil 5B). Gelişen bu fanların kalınlıkları ve boyları birbirlerine eşittir. Gerek kristaller arasında gerekse fanlar arasında düzenli bir dağılım söz konusudur.

Çalı fasiyesini oluşturan çalılar temelde iki farklı şekilde gözlemlenmiştir. Bunlardan birincisi merkezden çıkan çalı demetleri şeklindedir ve buradaki çalıların her biri yaprakları yukarı doğru genişleyen ve açılan çalı demetleri şeklinde gözlemlenmektedir (Şekil 5C). İkincisi, tabaka düzeyine dik olarak ve yukarı doğru büyüyen çalılar şeklinde gelişen oluşumlar olarak gözlemlenmektedir (Şekil 5D).

Bağlamtaşı fasiyesini oluşturan kalsit tanelerinin (travertene ait kırıntılar) etrafi duru kalsitle çevrelenmiştir (Şekil 5E). Breşik-litoklastlı fasiyes kimi zaman merkezde, çapları 2 mm'den küçük karbonat taneleri içeren ooid taneleri de ihtiva etmektedir. Bu tanelerin etrafi konsantrik bir şekilde kalsit halkalarıyla çevrilidir (Şekil 5F). Fitoherm bağlamtaşına ait stromatolitlerde üç tip kabuğa da (sparit, ince taneli ve hibrit) rastlamak mümkündür (Riding, 2008).

Hibrit kabuklarda ince taneli kabuk oluşumu, spary kabuk oluşumuna göre nispeten incedir (Şekil 5G ve 5H). Hibrit kabuğun ince taneli kabuk kısmında mikrobiyal matlar arasında demir ve silisce zengin tanelere rastlamak mümkündür (Sekil 6A) Spary kabuklar iyi gelişmiş, öz şekilli kalsit kristallerinden olusmaktadır (Sekil 5H). Bu kabuklar arasındaki ince taneli kabuk bantları çoğu zaman, alüminyum, silis ve demirden oluşan taneler ihtiva etmektedir (Şekil 6B). Yine bu spary kabukların arasında, ince organik malzeme bulunmaktadır (Şekil 6C). İnce taneli kabuk nadiren de olsa kabuk katmanları arasında sparit taneleri ihtiva etmektedir (Şekil 5I). Fitoherm bağlamtasına ait düzlemsel tabakalar arasında alglere ait liflere rastlamak mümkündür (Sekil 6D). Bu alg ihtiva eden tabakaların üst yüzeyleri mikrobiyal matlarla çevrelenmiş durumdadır (Şekil 6E). Fitoherm çatıtaşı fasiyesinde, yoğun miktarda, keçeleşmiş mikrofilm sarılı sparit ve bitki parçalarından oluşmaktadır (Şekil 5J ve 5K). Bu parçaların üzerini sarar vazivette stromatolitler gözlemlenmektedir (Sekil 5L). Fasiyes, Şekil 6F'ye bakıldığında, fitoherm çatıtaşı fasiyesindeki yüksek poroziteye bağlı olarak bozunmaya başlayan karbonat mineralleri açık bir şekilde gözlemlenmektedir. Bozunma ile birlikte karbonatlar üzerinde fitoklastik, mikritik ve detritik mikrobiyal matlar gelişmeye başlar (Şekil 6F). Bozunma devam ettikçe, fasiyesteki, mikrobiyal matların fasiyes üzerindeki çoğunluğu artmaya başlamakta, karbonat mineralleri de gittikce azalmaktadır (Sekil 6G).



Şekil 5. Traverten ve tufa fasiyeslerine ilişkin ince kesit görüntüleri. (A) Kristalin kabuğa ait iri kalsit kristalleri ve aralarında gelişen ikincil kalsitler, (B) fan yapıları ve bu fanlara dik gelişen kalsit kristalleri, (C) yelpaze şeklinde gelişen çalılar ve (D) büyüme eksenine dik gelişen çalılar, (E) breşik – litoklastlı fasiyesindeki taneler ve etrafını saran duru kalsitler ile ooid taneleri (F). sırasıyla, hibrit, spary ve ince taneli kabuk görüntüleri (G, H, I). Fitoherm çatıtaşına ait keçeleşmiş mikrofilmler (J, K) bunları saran hibrit kabuğa ait bir görüntü (L).

Figure 5. Thin section images of travertine and tufa facies. (A) Large calcite crystals belonging to crystalline crust and secondary calcite developing between them, (B) fan structures and calcite crystals developing perpendicular to these fans, (C) shrubs developing in the form of a fan, (D) shrubs developing perpendicular to the growth axis, (E) grains in brecciated - lithoclast facies and clear calcites and ooid grains surrounding them, (F) Hybrid, sparry and fine-grained crust images (G, H, I), respectively. Felted microfilms of phytoherm boundstone (J, K) and an image of the hybrid crust surrounding them (L).



Şekil 6. Değişik fasiyeslere ait SEM görüntüleri. A) Demir (fe) ve silisyum (si) içeren mikrobiyal mat (mm). B) ince taneli kabuk katmanları arasındaki alüminyum (al), demir (fe) ve silisyum (si) taneleri. Spary kabuklar arasındaki organik bant (C). Bağlamtaşı tabakaları arasındaki alg lifleri (D) ve tabakaların üzerini saran mikrobiyal mat (E). F) Fitoherm çatıtaşı fasiyesinde yer alan ve bozunmaya başlamış karbonat mineralleri ile bunların etrafında gelişmeye başlayan mikrobiyal matlar ile (G) Karbonat minerallerinin bozunmasıyla artan porozite ve karbonat minerallerinin yerini alan mikrobiyal matlar.

Figure 6. SEM images of different facies. (A) Microbial mat (mm) containing iron (fe) and silicon (si). B) Aluminum (al), iron (fe) and silicon (si) grains between fine-grained crust layers. Organic band between sparry crusts (C). Algal fibers between boundstone layers (D) and microbial mat covering the layers (E). F) Carbonate minerals starting to decompose in the phytoherm boundstone facies and microbial mats starting to develop around them. (G) Increased porosity due to decomposition of carbonate minerals and microbial mats replacing carbonate minerals.

Sondajla alınan karotlar incelendiğinde, tüm karot boyunca, 4 kez grimsi-siyahımsı olusumlar dikkat cekmektedir (Sekil 7A). Bu olusumlar açık griden siyaha kadar değişen renk tonunda gelişmektedir (Sekil 7B). Bu oluşumlar, tabanda açık renkli, ortasında koyu ve yukarı doğru gittikce açılan bir renk tonunda gelişmektedir. Yapılan analizler ve incelemeler (incekesit, SEM ve EDX) sonucunda bu kısımların, renk değişimiyle paralel olacak şekilde karbon (C) içerdiği gözlemlenmiştir. Karbon içeriği siyah renkli bölümlerde maksimumken dışlara doğru azalmaktadır (Şekil 7C ve 7D). Karbonca zengin seviyeler bataklık ortamını göstermektedir (Guo ve Riding, 1998; Rainey ve Jones, 2009; Capezzuoli vd., 2014).

TARTIŞMA

Fasiyes Analizi ve Birliktelikleri

Traverten fasiyesleri, birçok parametreyi (çökelme ortamı, kaynağa uzaklık, çökelmedeki kesiklikler ve fayın aktivitesi gibi) değerlendirmek için kullanılmaktadır (Chafetz ve Folk, 1984; Folk vd., 1985; Chafetz vd., 1991; Ford ve Pedley, 1996; Guo ve Ridding, 1998; Özkul vd., 2002). Bu bağlamda fasiyesler, su sıcaklığı, fay etkinliği, ortam dinamikleri ve çökelme ortamı yorumlamasında kullanılmaktadır (Chafetz ve Folk, 1984; Folk vd., 1985; Chafetz vd., 1991; Ford ve Pedley, 1996; Guo ve Ridding, 1998; Özkul vd., 2002). Heybeli traverten ve tufalarının, ortalama oluşum sıcaklıkları, eğimleri, bitki içeriği, su rejimi, mineralojik ve petrografik özellikleri göz önüne alınarak iki farklı çökelme ortamı ve dolayısıyla iki farklı fasiyes birlikteliği belirlenmiştir (Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2014). Bu fasiyes toplulukları:



Şekil 7. Traverten oluşumu sırasında tekrarlayan karbonlu seviyelerin karot (A), SEM (B), EDX görüntü (C) ve EDX dağılım diyagramı (D).

Figure 7. Core (*A*), SEM (*B*), EDX image (*C*) and EDX distribution diagram (*D*) of recurring carbonaceous levels during travertine formation.

- 1. Yamaç fasiyes birlikteliği,
- 2. Havuz (göl) fasiyes birlikteliğidir.

Yamaç fasiyes birlikteliği belirlenirken, canlı aktivitesi, tabakaların konumu, su sıcaklığı gibi parametreler; havuz fasiyes birlikteliği belirlenirken ise, biyolojik aktivite, tabaka konumu, mikrit/sparit oranı, gölsel etkileşim gibi parametreler dikkate alınmıştır (Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2014; Capezzuoli vd., 2014).

Yamaç fasiyes birlikteliği

Yamaç fasiyes birlikteliği, genellikle eğimleri 7°-35° arasında değişen eğimlerdeki yamaçlar üzerinde oluşmaktadır (Guo ve Riding, 1998: Özkul vd., 2014; Capezzuoli vd., 2014). Fasiyes bileşenleri, kristalin kabuk, breşik-litoklastlı ve gaz boşluklu fasiyestir. Bununla birlikte canlı aktivitesine rastlanmaması, sparitik özellikte olması ve kristalin kabuklarla geçişli olması nedeniyle tabakalı calı tipi fasiyeslerde bu birliktelik altında incelenmiştir. Kristalin kabuk fasivesinin gerek ince kesitlerde gerekse SEM calışmalarında gözlemlenen, iri kalsit kristallerinin varlığı, tabaka düzlemine dik olmaları ve uzun eksenlerinin tabaka düzlemlerini kesen kalsit demetleri seklinde gelişmesi nedeniyle, su akışının ve biyolojik aktivitenin çok sınırlı olduğu bir ortamda oluştuğunu göstermektedir (Barilaro vd., 2011). Kristalin kabuk fasiyesindeki kristal yelpaze demetlerinin uzunluk ve büyüme hızlarının eşit olması, ortam koşullarının ve büyüme hızlarının stabil olduğunu göstermektedir (Özkul vd., 2001; Barilaro vd., 2011). Guo ve Riding (1998)'e göre, bu fasiyes genellikle kaynak ağzında veya kaynağa cok yakın alanda sıcak suyun cökelttiği karbonat ile oluşmaktadır.

Yine breşik-litoklastlı fasiyeste gözlemlenen ooid tanelerinin etrafinı saran sparit çimento ortamın durgun olmadığına, bir akışın varlığına işaret etmektedir (Özkul vd., 2001; Barilaro vd., 2011). Yine bunlarla birlikte gözlemlenen gaz boşluklu fasiyesin varlığı ve yoğun miktarda gözlemlenmesi, diğer fasiyeslerde de gaz boşluklarının gözlemlenmesi, hidrotermal suların uçucu bileşenlerce son derece zengin olduğunu göstermektedir (Guo ve Riding, 1998). Neredeyse tüm fasiyeslerde gaz boşluklarına rastlanılması ve istifte yoğun şekilde gaz boşluklu fasiyesin gözlemlenmesinin temel nedeninin Süphan volkanının faaliyetleri olduğu düşünülmektedir (Aranlı, 2021).

Havuz fasiyes birlikteliği

Havuz (göl/bataklık) fasives birlikteliği, yamaçların artık düzleştiği yatay veya yataya yakın bölgeleri ifade etmektedir (Guo ve Riding, 1998). Sal tipi fasiyes ve bodur calı tipindeki calı tipi fasiyesler bu durumu doğrularken tufa fasiyesleri (fitoherm catıtası fasiyesi, fitoherm bağlamtaşı fasiyesi, mikritik tufa fasiyesi) Van Gölü etkisini işaret etmektedir. Yine travertenler boyunca belirlenen 4 adet organik materyalce zengin gri-siyah-gri renkli bantlar da havuz (göl/ bataklık) fasiyes birlikteliği altında incelenmiştir. Bu bantlar da aynı zamanda bataklık ve göl ortamını göstermektedir. SEM görüntüleri ve ince kesitlerde gözlemlenen mikrobiyal etkinlikler, stromatolitler, keçeleşmiş mikrofilm sarılı sparit ve bitki parçaları, fitoklastik, mikritik ve detritik mikrobival matların varlığı gölsel/bataklık faaliyetlere isaret etmektedir (Chafetz ve Folk, 1984; Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2002; Faccenna vd., 2008).

Heybeli Traverten ve Tufa Oluşumunu Denetleyen Faktörler

Traverten ve tufa oluşumu, başta tektonizma ve iklim olmak üzere, kaynağın şekli, suyun miktarı, kalsiyum içeriği, morfoloji, canlı etkinliği gibi birçok etmen tarafından denetlenmektedir (Julia, 1983; Guo ve Riding, 1998; Pentecost, 2005). Bölgedeki diğer traverten oluşumları incelendiğinde oluşum zamanlarının 600.000 – güncel olduğu gözlemlenmektedir (Yeşilova vd., 2015a; 2015b; 2019; 2021; Yeşilova, 2019; 2022). Yine travertenlerin temelinde Süphan Volkanına ait çökeller gözlemlenmektedir. Bu çökellerin, 760.000 – 64.000 yıl arasında oluştukları bilinmektedir (Özdemir ve Güleç, 2014). Bu durumda, Heybeli travertenlerinin de Van Gölü ile eş zamanlı veya oluşumundan sonraki süreçte oluştuuğu düşünülmektedir. Bu bağlamda Van Gölünde yapılan iklimsel, seviye değişimleri ve kalsiyum karbonat çalışmaları gibi birçok çalışma söz konusu travertenlerin evriminin açıklanmasında anahtar rol oynayacaktır

Tektonizma

Travertenlerin oluşumu, fayların hidrotermal akışkanın yüzeye taşınmasında önemli rol oynamasından dolayı aktif faylarla doğrudan ilişkilidir (Barnes vd., 1978). Travertenlerin büyük bir çoğunluğu Pleyistosen'den günümüze kadar geçen sürede oluşmuş ya da oluşmaya devam etmektedir (Chafetz ve Folk, 1984; Guo ve Riding, 1998; Altunel ve Hancock, 1996; Özkul vd., 2002; 2010; 2013; 2014). Bu sebeple neotektonik rejimin, günümüz tektonizmasının açıklanmasında önemli bir rol üstlenmektedirler (Altunel, 1996). İnceleme alanında, traverten tufaların evriminde doğrudan rol oynayacak iki önemli fay bulunmaktadır. Heybeli travertenleri, K65°B doğrultulu, sağ vönlü doğrultu atımlı favın (Heybeli 1 favı) hareketi sonucunda vüzeve cıkan hidrotermal sular tarafından oluşturulmuştur (Şekil 8A). Heybeli tufaları ise, K70°D doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı fayın (Heybeli 2 fayı) hareketi sonucu oluşmuştur (Şekil 8B). Bu bağlamda Heybeli 2 fayı Heybeli 1 fayından daha genç olmaktadır. Heybeli tufalarında yalnızca Heybeli 2 fayının etkilerinin görülmesi bu durumu doğrulamaktadır. Aynı zamanda, Heybeli travertenlerinde her iki fayın etkilerini de gözlemlemek mümkündür, bu da yaşlı olan travertenlerin genç fayın (Heybeli 2) hareketlerinden etkilendiğini göstermektedir.





Figure 8. Heybeli 1 fault (A) that forms the travertines and Heybeli 2 fault (B) that plays a role in the formation of tufas.

İklim

Paleosol seviyeleri, içerdikleri yüksek polen değerlendirmelerinde verisine dayalı iklim ayırt edici özellikleri nedeniyle yerel ve ve bölgesel ölcekte Kuaterner tortullarının korelasyonunda sıklıkla kullanılır (Richmond, 1962; Morrison, 1967; Pecsi, 1995; Pazonyi vd., 2014; Toker Tagliasacchi, 2018). Traverten ve tufa oluşumlarının bir kısmı sürekli bir birikim gösterirken, diğerlerinin herhangi bir sürekliliği yoktur. Birikim süreçleri sırasında bir veya daha fazla duraklama olabilir. Sedimantasyon süreçlerinin durduğu ve aşınma süreçlerinin etkili olduğu bu dönemlerde paleosoller oluşur. Bu paleosoller, traverten oluşumundaki duraklamaya, canlı aktivitenin artmasına ve aşınma süreçlerinin başlangıcına işaret eder (Chafetz ve Folk, 1984; Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2002; Faccenna vd., 2008; Van Noten vd., 2018). Bu bağlamda, Heybeli traverten ve tufalarında bir duraklama veya paleosol oluşumunun oluşması, paleoiklim koşulları hakkında yorum yapmayı kolaylaştıracaktır. Ancak büyük bir çoğunluğu örtülü ve ekili olan travertenlerde yapılan karotlu sondaj neticesinde paleosol seviyelerine

rastlanılmamıştır. Bu durum sondaj sıvısının paleosolleri yıkamasından kaynaklanmış olabilir. Sonuç olarak iklim kayıtlarının anlaşılabilmesi için traverten ve tufa örneklerinden izotop çalışmalarının yapılması gerekmektedir. Ancak havzada yapılan diğer traverten çalışmalarına bakıldığında (Yeşilova vd., 2015a; 2015b; 2019; 2021; Yeşilova, 2022), traverten oluşumlarının iklimle bir paralellik gösterdiği görülmektedir. Bu çalışmanın da paralellik gösterebileceği düşünülmektedir.

Van Gölü seviye değişimleri

Stockhecke vd. (2014) yapmış oldukları, Van Gölünün 600.000 yıllık sedimanter oluşumu ve evrimi hakkındaki çalışmalarında göl seviye dalgalanmalarından ve göldeki CaCO, seviyesindeki değişimlerden bahsetmişlerdir. Göl seviyesindeki değişimler yeraltı seviyesi için son derece önemlidir. Yine göldeki CaCO, seviyesindeki değişimler gölü besleven kaynaklardaki CaCO, seviyesi ile doğrudan ilişkilidir. Yapılan arazi çalışmalarında, traverten ve tufaların üzerinde Van Gölünden farklı bir gölsel alanın olusamayacağı tespit edilmistir. Arazi şartları ve topoğrafya bu traverten ve tufalar üzerinde farklı yerel gölsel alanların oluşmasına imkân vermemektedir. Bu durum, göl seviyesindeki (Van Gölü) oynamaların, traverten ve tufaların gelişimine yön verdiğini göstermektedir. Travertenlerden alınan plaj kumları, karbonlu seviyeler ve stromatolitler traverten ve tufaların göl sevive değişimlerinden etkilendiğini doğrulamaktadır. Yeşilova vd. (2019) Adilcevaz ilçesi, Cevizli mahallesi, Tosbağa deresi içerisinde yüzeyleyen tufalarla ilgili yaptıkları çalışmada göl seviyesindeki oynamalardan ve bu oynamaların iklimle iliskisinden bahsetmektedirler. Calışmalarında, 112.700 yıl önce göl seviyesinin 1701 metrede olduğunu ve 72.500 yıl önce 1.706 metreye yükseldiğini belirtmişlerdir. Yine aynı çalışmada, 30.100 yıl önce göl seviyesinin günümüz seviyesinde olduğunu (1646 m), sonrasında hızlıca yükseldiğini, 19.310 yıl önce ise yaklaşık 1.725,2 metrede olduğunu ifade etmektedirler. Bu çalışmada ortalama yüksekliği 1720 ve yukarısında olan tufaların, Yeşilova vd. (2019)'un belirttiği 24.100 yıl önceki (1.717,2 m) zamandan sonra oluştuğu fikrini doğurmaktadır (Şekil 9). Bununla birlikte, Kuzucuoğlu vd. (2010), Van Gölü terasları üzerinde yaptıkları calışmada, Engil Çayı'ndaki gölsel tortullara davanarak Van Gölü'nün su seviyesinin 1.725 m.'ye kadar yükseldiğini belirtmişlerdir. Aynı calışmada, Van Gölü'nün su seviyesinin 115.000 yılda 1.755 metrede olduğu belirtilmektedir. Bu yükseklik de ölçülen en yüksek değerlerden biridir. Bu durum tufaların yüksekliğiyle uyussa da 115.000 yıl önce buzul dönemi olduğu göz önüne alındığında (North Greenland Ice Core Project members, 2004; Steffensen vd., 2008; Svensson vd., 2008; Wolff vd., 2010; Barker vd., 2011), sıcak sular ve ılıman iklimlerde oluşan tufaların bu zaman aralığında oluşması pek muhtemel gözükmemektedir. Toplam kalınlığı 21 metreyi bulan tufaların kalınlığı düşünüldüğünde, göl seviyesinin 1.740 metrenin de üzerine çıktığı görülmektedir. Yine bu kalınlıktaki bir istifi oluşturmak için göl seviyesinin uzun zamanlar bu yüksekliklerde kalması gerekmektedir.

Volkanizma

Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nda yer alan Van Gölü havzasındaki volkanik faaliyet, Miyosen'deki çarpışmadan sonra başlamıştır. Van Gölü'nün hemen kuzeyinde 15 milyon yıl önce (Lebedev vd., 2010) başlamış ve 1441'e kadar devam etmiştir (Özdemir vd., 2006). Bölgede yapılan jeofizik çalışmalar, litosferik mantonun çok ince olduğunu ve kabuğun 38-45 km arasında değiştiğini göstermektedir (Angus vd., 2006; Özacar vd., 2008).



Şekil 9. Heybeli traverten ve tufalarının oluşum yüksekliklerine göre Van Gölü seviye değişimlerinin çakışmaları. Söz konusu çakışmalar önceki çalışmalardan derlenmiş ve Yeşilova vd. (2019)'daki çalışmasından değiştirilerek alınmıştır. Travertenlerde gözlemlenen ilk plaj kumlu seviyenin Van Gölüne ait olduğu kabul edildiğinde bu seviyenin 120.000 – 100.000 yıl arasında oluşmuş olması muhtemeldir.

Figure 9. Overlaps of Lake Van level changes according to the formation heights of Heybeli travertine and tufas. The overlaps in question were compiled from previous studies and modified from the study by Yeşilova et al.(2019). If it is accepted that the first sandy beach level observed in the travertines belongs to Lake Van, it is likely that this level was formed between 120,000 and 100,000 years ago.

Bu veriler, astenosferin sığ yerleşmesine ve hem astenosferik manto hem de litosferik mantoda eriyiklerle yoğun magmatik aktivitenin gelişmesine neden olmuştur (Keskin 2003; Özdemir ve Güleç, 2014; Oyan vd., 2016; 2017; Oyan, 2018). Litosferin çok ince olması ve astenosferik mantonun sığ yerleşmesi, zonun altında sıcak mantonun yükseldiğini ve erimenin Kuvaterner boyunca devam ettiğini ve zonun altında sıcak bir eğimin olduğunu göstermektedir (Oyan vd., 2016; 2017; Oyan, 2018). Bu olaylar, yeraltı sularının ısınmasının ve bölgedeki termal aktivitenin ana nedeni olarak yorumlanmaktadır. Bu termal sular, Pleyistosen ile birlikte bölgede yoğun olarak gözlenen travertenlerin oluşumunda rol oynamaktadır (Yeşilova vd., 2021, Yeşilova,

2022). Aynı zamanda volkanizma ile atmosfere salınan yüksek CO_2 , iklimi etkileyerek buzul dönemlerinin sona ermesini sağlar (Huybers ve Langmuir, 2009). Ayrıca atmosfere salınan yüksek CO_2 'li hidrotermal akışkanlarda çözünerek yoğun bir şekilde karbonatların oluşumuna katkıda bulunur (D'Alessandro vd., 2007; Guido vd., 2010; Cappezuoli vd., 2104). Bölgede Kuaterner döneminde gerçekleşen yoğun volkanizma ve yoğun traverten sedimantasyonunun birleşimi bu durumu desteklemektedir.

Heybeli traverten ve tufalarında yapılan, SEM ve EDX çalışmaları travertenlerde yoğun olarak tespit edilen silisyum (Si), demir (Fe), aluminyum (Al) ve sodyumun (Na) kaynağının volkanik çökeller olduğuna işaret etmektedir. İncelenen traverten ve tufa oluşumlarının, Süphan volkanizmasının hemen eteklerinde bulunmasından dolayı bu volkanizma ile doğrudan ilişkili olduğunu düşündürmektedir. Süphan Volkanizması ile ilgili olarak Özdemir ve Güleç (2014), volkanizmanın günümüzden 760.000 -64.000 yıl öncesi arası faaliyette bulunduğunu belirtmişlerdir. Yine Van Gölü tortullarında yapmış oldukları çalışmada, Schmincke vd. (2014), günümüzden önce 13.078 – 12.740 yılları arasında oluşmuş tefra çökelleri bulmuş ve Süphan Volkanına ait olduğunu belirttikleri bu çökellere dayanarak volkanizmanın yaşını bu zamanlara kadar cekmislerdir. Bu cökellerin, Süphan Volkanizmasının en önemli yapılarından olan Aygır Maarı ve onunla iliskili olduğu belirtilmektedir (Özdemir vd., 2016). Yukarıda anlatılanlar ısığında Heybeli travertenlerinin olusumuna kavnaklık eden hidrotermal aktivitenin temel nedeninin Süphan volkanı olduğu düşünülmektedir. Ancak nispeten soğuk sularla oluşması gereken tufalarda ise volkanik faaliyetin sınırlandığı dönemlere denk geldiğini göstermektedir. Özdemir ve Güleç (2014) ve Yeşilova vd. (2019), çalışmaları birlikte değerlendirildiğinde tufaların oluşum zamanının günümüzden önce 24.100 yıl ve sonrasında olması gerekmektedir (Şekil 9).

SONUÇLAR

Heybeli traverten ve tufalarının oluşumunda, tektonizma, gelişiminde ise volkanizma ve Van Gölü su seviye değişimleri etkin olmuştur. Traverten ve tufalar. tektonik faaliyetler sonucunda gelişen K65°B doğrultulu, sağ yönlü doğrultu atımlı fayın (Heybeli 1 fayı) ve K70°D doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı fayın (Heybeli 2 fayı) hareketi sonucunda yüzeye çıkan hidrotermal sular tarafından olusturulmustur. Travertenleri Heybeli 1 fayı oluşturuken, tufaların oluşumunda Heybeli 2 fayı etkin rol oynamıştır. Fayların konumları göz önüne alındığında, traverten ve tufayı oluşturan hidrotermel kaynak

alanın aynı olduğu görülmektedir. Volkanizma, travertenleri oluşturan suyun sıcaklığını kontrol ederek, başlarda traverten oluşuma kaynaklık edecek sıcak suları sağlamıştır. Sonrasında azalan volkanik faaliyet suyun sıcaklığının düşmesine neden olmuş ve tufa gelişimine olanak sağlamıştır. Van Gölü seviyesi ise, zaman zaman dalgalanarak traverten gelişimini sınırlamış ve sonrasında traverten oluşumunun tufaya evrilmesine olanak sağlamıştır.

EXTENDED SUMMARY

Heybeli travertines and tufas crop out in the north of Lake Van, in an area between Heybeli village and Lake Van. While there is a 55 m travertine sequence at the bottom, a 21 m thick tufa sequence overlies these travertines. Heybeli travertines were formed by hydrothermal waters rising to the surface as a result of the movement of a right-lateral strike-slip fault (Heybeli 1 fault) with N65W strike. Heybeli tufas were formed as a result of the movement of a left-lateral strike-slip fault (Heybeli 2 fault) with N70E strike.

As a result of all studies, Heybeli travertines were determined to include 5 facies of the brecciated-lithoclastic facies, crystalline crust facies, scrub type facies, raft type facies, and gas cavity facies, and Heybeli tufas were determined to include 3 facies of phytoherm roofstone facies, phytoherm boundstone facies and micritic tufa facies.

Two different depositional environments and therefore two different facies associations were determined by considering the average formation temperatures, slopes, plant content, water regime, mineralogical and petrographic properties of Heybeli travertines and tufas. These facies associations are:

1. Slope facies association,

2. Pool (lake) facies association.

The formation of Heybeli travertines and tufas was affected by tectonism. while volcanism and changes in the water level of Lake Van were effective in their development. Travertines and tufas were formed by hydrothermal waters coming to the surface as a result of the movement of a right-lateral strike-slip fault (Heybeli 1 fault) with a direction of N65W and a left-lateral strike-slip fault (Heybeli 2 fault) with a direction of N70E, which developed as a result of tectonic activity. While the Heybeli 1 fault formed the travertines, the Heybeli 2 fault played an active role in the formation of tufas. When the locations of the faults are considered, the hydrothermal source area forming the travertines and tufas is the same. Since the examined travertine and tufa formations are located in the foothills of the Süphan volcano, it is thought that they are directly related to volcanism. In this context, it is thought that the main reason for the hydrothermal activity that caused the formation of the Heybeli travertines is Süphan volcano. However, the tufas may have formed in relatively cold waters, coinciding with the periods when volcanic activity was limited. The level of Lake Van fluctuated from time to time, limiting the development of travertine and later allowing the travertine to evolve into tufa formation.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsünde tamamlanan, "Heybeli-Kömürlü Köyleri (Adilcevaz, Bitlis) Arasında Yüzeyleyen Travertenlerin Sedimantolojik Özelliklerinin İncelenmesi ve Ekonomik Önemi" başlıklı yüksek lisans tezinden üretilmiştir. Tez, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimince "FYL-2019-8193" nolu proje olarak desteklenmiştir.

Çetin Yeşilova https://orcid.org/0000-0002-8884-0842 *Bilal Aranlı* https://orcid.org/0000-0002-3117-835X

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Acarlar, M., Bilgin, Z. A., Erkal, T., Güner, E., Şen, A. M., Umut, M., Elibol, E., Gedik, İ., Hakyemez, Y. ve Uğuz, M.F. (1991). Van Gölü Doğu ve Kuzeyinin Jeolojisi (Rapor No: 9469). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, (yayımlanmamış).
- Altunel, E. (1996). Pamukkale travertenlerinin morfolojik özellikleri, yaşları ve neotektonik önemleri. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration (MTA Dergisi), 118*, 47-64.
- Altunel, E. & Hancock, P. L. (1996). Structural attributes of travertine filled extensional fissures in the Pamukkale plateau, westem Turkey. *International Geology Review*, 38, 768-777. https://doi.org/10.1080/00206819709465360
- Angus, D. A., Wilson, D. C., Sandvol, E. & Ni, J. F. (2006). Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in Eastern Turkey from S-wave receiver functions. *Geophysical Journal* of International, 166, 1335–1346.
- Aranlı, B. ve Yeşilova Ç. (2021). Traverten Oluşumlarında Göl Seviye Değişimlerinin Etkisi: Heybeli Travertenleri (Adilcevaz Bitlis). Sedimantoloji Çalışma Grubu Çalıştayı 2020 (pp. 53-54), Balıkesir, Türkiye.
- Aranlı, B. (2021). Heybeli-Kömürlü Köyleri (Adilcevaz, Bitlis) Arasında Yüzeyleyen Travertenlerin Sedimantolojik Özelliklerinin İncelenmesi ve Ekonomik Önemi [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Van.
- Barilaro, F., Della Porta, G., Ripamonti, M. & Capezzuoli, E. (2011). Petrographic and Facies Analysis of Pleistocene Travertines in Southern Tuscany, Central Italy. AAPG Search and Discovery Article. 90124. 2011 AAPG Annual Convention and Exhibition, April 10-13, 2011, Houston, Texas.
- Barker, S., Knorr, G., Edwards, L., Parrenin, F., Putnam, A. E., Skinner, L. C., Wolff, E. & Ziegler, M. (2011). 800,000 years of abrupt climate variability. *Science*, 334, 347-351. https://doi. org/10.1126/science.1203580
- Barnes, I., Irwin, W. P. & White, D. E. (1978). Global distribution of carbondioxide discharges, and major zones of seismicity. U.S. Geological Survey,

Water-Resources Investigations, 78-39, Open-File Report.

- Capezzuoli, E., Gandin, A. & Pedley, M. (2014). Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. *Sedimentology*, *61*, 1-21.
- Chafetz, H.S. & Folk, R. L. (1984). Travertines: Depositional Morphology and the Bacterially Constructed Constituents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(1), 289-316.
- Chafetz, H. S., Rush, P. F., Utech, N. M. (1991). Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: an example from an active travertine system. *Sedimentology*, *38*, 107– 126.
- D'Alessandro, W., Giammanco, S., Bellomo, S. & Parello, F. (2007). Geochemistry and mineralogy of travertine deposits of the SW flank of Mt. Etna (Italy): relationships with past volcanic and degassing activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *165*, 64-70.
- Demirtaşlı, E. & Pisoni, C. (1965). Ahlat-Adilcevaz Bölgesinin Jeolojisi (Van Gölü Kuzeyi). *Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 64*, 22-36.
- Faccenna, C., Soligo, M., Billi, A., De Filippis, L., Funiciello, R., Rossetti, 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(4), 299-308.
- Folk, R. L., Chafetz, H.S. & Tiezzi, P.A. (1985). Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot-spring travertines, central Italy. *SEPM Special Publication*, 36, 349-369.
- Ford, T.D. & Pedley, H.M. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, *41*, 117–175.
- Guido, D. M., Channing, A., Campbell, K. A. & Zamuner, A. (2010). Jurassic geothermal landscapes and fossil eco systems at San Agustin, Patagonia, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 167, 11–20
- Guo, L. & Riding, R. (1998). Hot spring travertine facies and sequence Late Pleistosene, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, 45, 163-180.
- Gülyüz, E., Durak, H., Özkaptan, M. & Krijgsman, W. (2019). Paleomagnetic constraints on the early

Miocene closure of the southern Neo-Tethys (Van region; East Anatolia): Inferences for the timing of Eurasia-Arabia collision. *Global and Planetary Change*, *185*, Article 103089. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.103089

- Huybers, P. & Langmuir, C. (2009). Feedback between deglaciation, volcanism, and atmospheric CO₂. *Earth and Planetary Science Letters*, 286, 479– 491.
- Jones, B. & Renaut, R. W. (2010). Calcareous spring deposits in continental settings. In A.M. Alonso-Zarza & L.H. Tanner(Eds.). Developments in Sedimentology: Carbonates in Continental Settings (pp. 177–224). Facies, Environments and Processes. Elsevier, Amsterdam.

Julia, R. (1983). Travertines. AAPG Memoir, 33, 64-72

- Keskin, M. (2003). Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia,Turkey. *Geophysical Research Letters*, 30, 8046–8050.
- Koban, C. G. & Schweigert, G. (1993). Microbial Origin of travertine fabrics – two examples from southern Germany (Pleistocene Stuttgart travertines and Miocene Riedoschingen travertine). *Facies*, 29, 251–264.
- Koçyiğit, A. (2013). New field and seismic data about the intraplate strike-slip deformation in Van region, east Anatolian plateau, E. Turkey. *Journal* of Asian Earth Science, 62, 586-605. https://doi. org/10.1016/j.jseaes.2012.11.008
- Kuzucuoğlu, C., Christol, A., Mouralis, D., Doğu, A.-F., Akköprü, E., Fort, M., Brunstein, D., Zorer, H., Fontugne, M., Karabiyikoglu, M., Scaillet, S., Reyss, J.-L. & Guillou, H. (2010). Formation of the Upper Pleistocene terraces of Lake Van (Turkey). *Journal of Quaternary Sciences, 25*, 1124–1137.
- Lebedev, V. A., Sharkov, E. V., Keskin, M. & Oyan, V. (2010). Geochronology of the Late Cenozoic volcanism in the area of Van Lake (Turkey): an example of the developmental dynamics for magmatic processes. *Doklady Earth Sciences 433*, 1031–1037.

- Morrison, R. B. (1967). Principles of Quaternary soil stratigraphy. In R. B. Morrison & H.E. Wright (Eds.), *Quaternary Soils. Proe. Int. Assoc. Quaternary Research (INQUA)*, 8, 1-113.
- Oyan, V., Keskin, M., Lebedev, V. A., Chugaev, A. V. & Sharkov, E. V. (2016). Magmatic evolution of the Early Pliocene Etrüsk stratovolcano, Eastern Anatolian Collision Zone, Turkey. *Lithos*, 256-257, 88-108. https://doi.org/10.1016/j. lithos.2016.03.017
- Oyan, V., Keskin, M., Lebedev, V. A., Chugaev, A. V., Sharkov, E. V. & Ünal, E. (2017). Petrology and Geochemistry of the Quaternary Mafic Volcanism in the northeast of Lake Van, Eastern Anatolian Collision Zone, Turkey. *Journal of Petrology*, *58*, 1701-1728.
- Oyan, V. (2018). Geochemical and petrologic evolution of Otlakbaşı basaltic volcanism to the east of Lake Van. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration, 157*, 1-21. https://doi.org/10.19111/ bulletinofmre.427782
- Özacar, A. A., Gilbert, H. & Zandt, G. (2008). Upper mantle discontinuity structure beneath East Anatolian Plateau (Turkey) from receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 426–434.
- Özdemir, Y., Karaoğlu, Ö., Tolluoğlu, A. Ü. & Güleç, N. (2006). Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau): the most recent postcollisional volcanism in Turkey. *Chemical Geology, 226*, 189-211.
- Özdemir, Y. & Güleç, N. (2014). Geological and geochemical evoluation of Suphan stratovolcano Eastern Anatolia, Turkey: evidence for the lithosphere-asthenosphere interaction on post collisional volcanism. *Journal of Petrology 55*, 37–62. https://doi.org/10.1093/petrology/egt060
- Özdemir, Y., Akkaya, İ., Oyan, V. & Kelfoun, K. (2016). A debris avalanche at Süphan stratovolcano (Turkey) and implications for hazard evaluation. *Bulletin of Volcanology 78*(9), 1 – 13. https://doi. org/10.1007/s00445-016-1007-6
- Özkaymak, C., Sözbilir, H., Bozkurt, E., Dirik, K., Topal, T., Alan, H. & Cağlan, D. (2012). Seismic geomorphology of October 23, 2011 Tabanlı-Van Earthquake and its relation to active tectonics of East Anatolia (in Turkish with English Abstract). *Journal of Geological Engineering*, *35*, 175–199.

- Özkul, M., Alçiçek, M.C., Heybeli, H., Semiz, B. ve Erten, H. (2001). Denizli Sıcak Su Travertenlerinin Depolanma Özellikleri ve Mermercilik Açısından Değerlendirilmesi. *Türkiye III. Mermer Sempozyumu (Mersem'2001) Bildiriler Kitabı*, (s.: 57-72), Afyon
- Özkul, M., Varol, B. & Alçiçek, M. C. (2002). Depositional environments and petrography of the Denizli travertines. *Bulletin of Mineral Research Exploring*, *125*, 13–29.
- Özkul, M., Gökgöz, A. & Horvatinčić, N. (2010). Depositional properties and geochemistry of Holocene perched springline tufa deposits and associated spring waters: a case study from the Denizli province, Western Turkey. In Pedley, H. M. (Ed.), *Tufas and 65 Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls: The Geological Society, London. Special Publications, 336*, 245–262.
- Özkul, M., Gökgöz, A., Sandor, K., Baykara, M. O., Shen, C. C., Chang, Y. W., Kaya, A., Hançer, M., Aratman, C., Taylan, A. & Örü, Z. (2014). Sedimentological and geochemical characteristics of a fluvial travertine: a case from the eastern Mediterranean region. *Sedimentology*, *61*, 291– 318. https://doi.org/10.1111/sed.12095
- Özkul, M., Kele, S., Gökgöz, A., Shen, C. C., Jones, B., Baykara, M. O., Fórizs, I., Nemeth, 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. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.05.018
- Pazonyi, P., Kordos, L., Magyari, E., Marinova, E., Füköh, L. & Venczel, M. (2014). Pleistocene vertebrate faunas of the Sütto travertine complex (Hungary). *Quaternary International*, 319, 50-63. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.02.031
- Pecsi, M. (1995). Loess stratigraphy and Quaternary climatic change. In Pecsi, M., Schweitzer, F. (Eds.), *Concept of Loess, Loess-paleosol Stratigraphy. Loess in Form, 3*, 23-30.
- Pedley, H. M. (1990). Classification and environmental models of cool freshwater tufas. Sedimentary Geology, 68: 143–154.
- Pentecost, A. & Viles, H. A. (1994). A review and reassessment of travertine classification.
Géographie physique et Quaternaire, 48, 305–314.

- Pentecost, A. (2005). *Travertine*. Berlin, Springer-Verlag.
- Rainey, D. K. & Jones, B. (2009). Abiotic Versus Biotic Controls on the Development of the Fairmont Hot Springs Carbonate Deposit, British Columbia, Canada. Sedimentology, 56(6), 1832-1857.
- Richmond, G. M. (1962). *Quaternary stratigraphy* of the La Sal Mountains, Utah. U.S. Geological Survey Professional Paper No. 324, 135 pp.
- Riding, R. (2008). Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geologia Croatica*, *61*(2-3): 73-103.
- Schmincke, H.U. Sumita, M. & Paleovan scientific team, 2014. Impact of volcanism on the evolution of Lake Van (eastern Anatolia) III: Periodic (Nemrut) vs. episodic (Süphan) explosive eruptions and climate forcing reflected in a tephra gap between ca. 14 ka and ca. 30 ka. *Journal of Volcanology* and Geothermal Research, 285, 195-213. https:// doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.015
- Steffensen, J. P., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S. J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Popp, T., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Ruth, U., Stauffer, B., Siggaard-Andersen, M. L., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Svensson, A. &White, J. W. C. (2008). High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science*, *321*, 680–684.
- Stockhecke M., Sturm M., Brunner İ, Schmincke H.U., Sumita M., Kipper R., Çukur D., Kwiecien O. & Anselmetti F. S. (2014). Sedimentary Evolution and Environmental History of Lake Van (Turkey) Over the Past 600.000 Years. *Sedimentology*, *61*, 1830-1861. https://doi.org/10.1111/sed.12118
- Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.
 B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S.
 J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J. P. & Vinther, B. M. (2008). A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past*, 4, 47–57. https://doi.org/10.5194/cp-4-47-2008

- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1986). Doğu Anadolu'da neotektonik donemdeki jeolojik evrim ve havza modellemeleri. Bulletin of the Mineral Research and Exploration (MTA Dergisi), 107, 73-94. https://dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/ makaleler/tr/20150624104936_488_227e49c9. pdf
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-190. https://doi. org/10.1016/0040-1951(81)90275-4
- Şengör, A. M. C., Özeren M. S., Kesin M., Sakınç M., Özbakır, A. D. & Kayan, İ. (2008). Eastern Turkish High Plateau As a Small Turkic-Type Orogen: Implications for Post-Collisional Crust-Forming Processes İn Turkic-Type Orogens. *Earth-Science Reviews*, 90(1), 1-48.
- Tagliasacchi-Toker, E. (2018). Orta-geç Pleistosen Gürlek-Kocabaş (Denizli) ve Örtülü (Afyon) travertenlerinin paleoçevresel gelişimi, SW. Türkiye (in Turkish with Extended Summary). *Türkiye Jeoloji Bülteni, 60*(1), 1 – 22. https://doi. org/10.25288/tjb.358160
- Utkucu, M., Kızılbuğa, S. & Arman, H. (2017). Constraining fault rupture of the 27 November 2005 Qeshm Island (Iran) earthquake (M_w =6.0) in the Arabian gulf from the inversion of the teleseismic broadband waveforms. Extended Abstract, *Fourth International Conference on Engineering Geophysics, Proceedings Book*, October 9–12, 2017 United Arab Emirates University, Al Ain.
- Van Noten, K., Topal, S., Baykara, O., Özkul, M., Claes, H., Aratman, C. & Swennen, R. (2018). Pleistocene-Holocene tectonic reconstruction of the Ballık travertine (Denizli Graben, SW Turkey): (de)formation of large travertine geobodies at intersecting grabens. *Journal of Structural Geology, 118*, 114-134. https://doi.org/10.1016/j. jsg.2018.10.009
- Wolff, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O. & Svensson, A. (2010). Millennial–scale variability during the last Glacial: the ice core record. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2828-2838.
- Yeşilova, Ç. & Yakupoğlu T. (2007). Adilcevaz Kireçtaşının (Van Gölü Kuzeyi) Mikrofasiyes

Özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, *50*(1), 27-38. https://dergipark.org.tr/tr/download/articlefile/289281

- Yeşilova, Ç., Güngör Yeşilova, P. ve Açlan, M. (2015a). Edremit (Van) Travertenlerinin Fasiyes Analizi (in Turkish). *68. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, (578-579 s.), Ankara, Türkiye
- Yeşilova, Ç., Üner, S., Güngör Yeşilova, P., Açlan, M. ve Alırız, M. G. (2015b). Kuvaterner Yaşlı Edremit Travertenleri'nin Fasiyes Özellikleri ve Oluşum Ortamları (Van Gölü Havzası-Doğu Anadolu) (in Turkish). *Traverten-Tufa Çalıştayı* (54-55 s.), Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Denizli.
- Yeşilova, Ç. (2019). Preliminary approach to paleogeographic properties of Edremit (Van) Travertines, eastern Turkey. *IESCA*, 60p. 7-11 October 2019, İzmir.

- Yeşilova, Ç., Gülyüz, E., Huang, C. R. & Shen., C. C. (2019). Giant Tufas of Lake Van Record Lake-Level Fluctuations and Climatic Changes in Eastern Anatolia, Turkey. Palaeogeography, *Palaeoclimatology, Palaeoecology, 533*, Article 109226. https://doi.org/10.1016/j. palaeo.2019.05.048.
- Yeşilova, Ç., Güngör-Yeşilova, P., Açlan, M., Tsai-Luen, Y. & Chuan-Chou, S. (2021). U-Th ages and Facies Properties of Edremit Travertine/ Tufas, Van, Eastern Anatolia: Implications of Neo-tectonic for the region. *Geological Quarterly*, 65(2), 1 – 20.
- Yeşilova, Ç. (2022). Climate and Tectonic Effects on the Origin and Evolution of the Dereiçi Travertines: The Başkale Basin (Eastern Turkey) and Neotectonic Implications. *Geological Quarterly* 66(3), 1 – 20.





Tazekent (Diyadin, Ağrı) Travertenlerinin Oluşum Koşulları ve İlk İlklimsel Kanıtları

Formation Conditions of Tazekent (Diyadin, Ağrı) Travertines and First Climatic Evidence

Çetin Yeşilova^{1,} 🖻, Şükriye Başak Yeğen² 🝺

¹ Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 65080 Tuşba/Van, Türkiye
² Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 65080 Tuşba/Van, Türkiye

• Geliş/Received: 21.07.2024	 Düzeltilmiş Metin C 	Beliş/Revised Manuscript Received	1: 10.09.2024	• Kabul/Accepted: 10.09.2024
	Çevrimiçi Yayın/Availal	ble online: 27.11.2024	• Baskı/Printed: 31.0	05.2025
Araştırma Makalesi/Research	Article Türki	ye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey		

Öz: Tazekent Köyü, Doğu Anadolu Bölgesinde, Ağrı iline bağlı Diyadin ilçesinde yer almaktadır. Bölge, kaplıcaları ve zengin traverten ve tufa oluşumları ile ön plana çıkmaktadır. Bu çalışmada, Tazekent köyü travertenlerinin jeolojik evrimini belirleyerek, oluşumları sırasındaki iklimsel değişimlere ışık tutmak amaçlanmıştır. Yapılan sedimantolojik incelemeler sonucunda travertenler 7 fasiyese ayırtlanmıştır. Travertenlerden alınan örneklerden ince kesitler yapılmış, SEM incelemeleri gerçekleştirilmiş ve Paleotopraklardan alınan örnekler üzerinde XRD analizi yapılmıştır. Yapılan analiz ve incelemeler sonucunda, Tazekent Köyü travertenlerinin sırt tipi traverten morfolojisinde ve yamaç ortamında oluştuğu, oluşumları zamanında, genel olarak kurak sıcak iklim koşullarının hüküm sürdüğü tespit edilmiştir. Aynı zamanda, bölgenin aktif bir zonda olduğu, travertenlerin, tektonizma ve volkanizma ile eş zamanlı oluştuğu ve günümüzde de halen oluşmaya devam ettiği tespit edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Diyadin, fasiyes, iklim, Tazekent Köyü, traverten.

Abstract: Tazekent village is located in the Diyadin district of Ağrı province in Eastern Anatolia. The region is notable for its hot springs and rich travertine and tufa formations. In this study, the aim was to determine the geological evolution of the Tazekent travertines and shed light on the climatic changes during their formation. As a result of sedimentological examinations, the travertines were differentiated into 7 facies. Thin sections were made from samples taken from travertines, SEM examinations were carried out and XRD analysis was performed on samples taken from paleosoils. As a result of the analysis and examinations, Tazekent travertines were determined to have formed with ridge type travertine morphology and in a slope environment, and that, generally hot and dry, sometimes cold, climate conditions prevailed during their formation. It was determined that the region is an active zone, the travertines formed simultaneously with tectonism and volcanism, and they continue to form today.

Keywords: Climate, Diyadin, facies, Tazekent village, travertine.

GİRİŞ

Travertenler; jeolojik özellikleri, görsellikleri ve doğal taş potansiyelleri göz önüne alındığında, oldukça değerli bir kayaç grubunu temsil ederler. Farklı morfolojik sınıflamaları, farklı litofasiyes sınıflamalarına sahip olmaları nedeniyle, bölgesel ve daha detay alanların çalışılmasında oldukça büyük öneme sahiptirler. Bu nedenle, travertenlerle ilgili yapılan çalışmalar oldukça fazladır (Guo ve Riding, 1998; Pentecost, 2005). Travertenleri oluşturan hidrotermal akışkanın, yüzeye taşınmasında, faylar oldukça önemli yere sahiptir (Sibson vd., 1975). Bu da, travertenlerin faylarla doğrudan ilişkili olduğunu göstermektedir (Barnes vd., 1978). Günümüzde, yapılan çalışmalar incelendiğinde, traverten oluşumlarının birçoğu Pleyistosen'den günümüze kadar geçen sürede oluşmuş ya da halen oluşmaya devam etmektedir (Guo ve Riding, 1998; Pentecost ve Tortora, 1989; Altunel ve Hancock, 1996; Özkul vd., 2002; 2010; Mesci vd., 2008; 2013; Alçiçek vd., 2017; Henchiri vd., 2017; Yeşilova vd., 2015a; 2015b; 2019; 2021; Yeşilova, 2022). Travertenler bu özelliklerinden dolayı neotektonik rejimin açıklanmasında oldukça önemli bir rol üstlenmektedir (Altunel, 1996). Dolayısıyla, çalışma alanındaki travertenler hem bölge hem de çevresi açısından oldukça önemlidir.

İnceleme alanının içinde bulunduğu Doğu Anadolu Bölgesi, Üst Kretase'den günümüze sıkışmalı bir rejime sahiptir (Mc Kenzie, 1972; Le Pichon vd., 1973; Morelli, 1978). Bölge, D-B yönlü uzamalı, K-G yönlü sıkışmalı bir tektonik rejime sahiptir (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Koçyiğit, 2013). Tüm bu tektonik hareketlilik sonucunda, Doğu Anadolu'da kabuğun kısalıp yükselmesi meydana gelmiştir (Şaroğlu ve Yılmaz, 1984; 1986). Yine bu tektonik rejim, birçok sağ ve sol yönlü fay ile açılma çatlakları ve bindirmelerin oluşmasını sağlamıştır (Şaroğlu ve Yılmaz, 1984).

Tazekent Travertenlerinin içerisinde yer aldığı Doğu Anadolu platosu 19 milyon yıl öncesinden başlayan sıkışma (kıta kıta çarpışması) rejiminin (Gülyüz vd., 2019) bir ürünü olarak gelişmiştir. Ancak bölgeye son şeklini, bu sıkışma rejiminin sonuçlarından biri olan etkili volkanizma vermiştir. Bölgede hüküm süren bu tektonik rejim sonucunda bölgede birçok fay gelişmiş (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Koçyiğit, 2013), bu faylar neticesinde havzada çok sayıda traverten oluşmuştur.

Bu çalışmanın amacı, Tazekent köyü travertenlerinin jeolojik evrimini belirleyerek, oluşumu sırasındaki iklimsel verileri ve tektonizmayaışık tutmaktır. Bu amaçla, arazi çalışmaları yapılmış, örnekler alınmış ve bu örnekler üzerinde, sedimantolojik, mineralojik ve petrografik analizler yapılmıştır.



Şekil 1. Çalışma alanının jeoloji haritası (Yeğen, 2021'den değiştirilmiştir).*Figure 1. Location and geological map of the study area (modified from Yeğen, 2021).*

JEOLOJİ

İnceleme Eosen-Miyosen alanının tabanını sedimanter olusturmaktadır. vaslı kavaclar üzerine Bu kavacların uvumsuz olarak. Plivokuvaterner volkanitler, Kuvaterner traverten ve güncel alüvvonlar gelmektedir (Mutlu vd., 2013; Pasvanoğlu, 2013; Sürmeli, 2014; Kardas, 2019; Kıyadeh, 2019; Yeğen, 2021) (Şekil 1). Bölgedeki traverten ve alüvyon oluşumu günümüzde de devam etmektedir.

Eosen – Miyosen sedimanter istif, tabanda, Eosen yaşlı, şelf-yamaç ortamlarını temsil eden, çamurtaşı, kumtaşı, çakıltaşı ile başlamaktadır (Kıyadeh, 2019). Bu çökellerin üzerine, aynı ortamını temsil eden, Miyosen- Pliyosen yaşlı, çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşı birimleri ardalanmalı olarak gelmektedir (Kıyadeh, 2019).

Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanitler, sırasıyla, trakiandezit, ignimbirit, bazalt, ignimbirit, tüf ve ayrılmamış karasal birimler olarak tanımlanmaktadır (Mutlu vd., 2013; Pasvanoğlu, 2013; Sürmeli, 2014; Kardaş, 2019; Kıyadeh, 2019). Bu calışmada, daha önce birçok calışan tarafından avrıntılı incelenen bu birimler. volkanitler adı altında incelenecektir. Bu birimlerin vaşı, Pliyo-Kuvaterner olarak kabul edilmektedir 2019). Arazide, Altınkilit-Dibekli-(Kardaş, Tazekent köyleri hattının güneybatısında bazaltlar, Taşbasamak köyü ve çevresinde ayrılmamış volkanitler ile tüfler yayılım göstermektedir. Tazekent Köyü kuzeydoğusunda, tüf, ignimbirit ve riyolitler; Ulukent Köyü ve çevresinde ise, ignimbirit ve bazaltlar gözlemlenmektedir. İncelemenin ana konusunu olusturanTazekent Köyü travertenleri bu volkanitlerin üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. İnceleme alanındaki travertenler 215.16 – 10 ka arasında oluşmuş olan sırt tipi travertenlerdir (Sürmeli, 2014; Yeğen, 2021). Ancak yapılan detaylı saha çalışmalarında, travertenlerin günümüzde de oluşumlarını devam ettirdiği gözlemlenmiştir. Bölgede sırt tipi ve dom tipi traverten oluşumları dikkat çekmektedir.

Bu çalışmada sırt tipi travertenler çalışılmıştır. İnceleme alanındaki travertenler, K50D ve K80D doğrultularındaki açılma çatlakları ve bu çatlaklardan yüzeye çıkan sular tarafından oluşmaktadır (Yeğen, 2021). Krem bej renkli ve çoğunluğu parlak, ince kristallidir. Tüm bu birimleri, uyumsuz olarak güncel alüvyonlar gelmektedir (Şekil 1).

METODOLOJİ

Çalışma, Tazekent, Dibekli, Taşbasamak köyleri ile Tazekent Kaplıcalar Bölgesi arasında kalan bölgede yapılmıştır. Arazi çalışmalarında, 4 stratigrafik kesit ölçülmüştür. Kesitler, traverteni oluşturan kanatları dik kesecek şekilde her bir kanattan 2 adet olacak şekilde ölçülmüştür. Kesit alımı sırasında, travertenleri en iyi şekilde temsil edecek yerlerden 125 adet örnek alınmıştır. Bu örneklerden, 110 tanesi ince kesit, 10 tanesi SEM (Taramalı Elektron Mikroskop) ve 5 tanesi (paleotoprak) XRD (X-ışını Difraksiyonu) analizi için hazırlanmıştır.

çalışmaları Evlül İnce kesit Dokuz Üniversitesi, Torbalı Meslek Yüksek Okulu, ince kesit laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. SEM çalışmaları, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Bilim Uygulama ve Araştırma Merkezinde (BUAM) yapılmıştır. Bu çalışmada iletken yüzey sağlanması için numuneler öncelikle 75 saniye boyunca Q150R cihazı ile Au/Pd ile kaplanmıştır. Daha sonra numunelerin morfolojik analizleri için Zeiss Sigma 300 marka alan emisyonlu taramalı elektron mikroskobu (FE-SEM) ile görüntüler alınmıştır. Görüntüleme işlemi ikincil elektronlar (SE) ile 10 kV hızlandırma voltajında vapılmaktadır. XRD (X-ray Diffraction) analizi icin travertenlerden derlenen 5 adet paleotoprak numunesi kullanılmıştır. Numuneler Ankara Üniversitesi Yer Bilimleri Merkezinde (YEBİM) analiz edilmiştir. X-Işını Difraksiyon Spektroskopisi, gama ışınından daha zayıf ancak ultraviyole ışından daha bir ışın kullanılarak

yapılan analizlerdir. X-Işını Difraksiyonunda, esas olan mineral tanımlamasıdır. Böylelikle kayaç içerisindeki tüm mineraller tanımlanmış olur. Bu yöntem, özellikle kil minerallerini tanımlamada kesin sonuçlar vermektedir. X-Ray Difraksiyon Spektroskopisinde analiz sonuçları grafiksel olarak elde edilir. Bu grafiklerden faydalanılarak yarı kantitatif hesap yapılmıştır. Yapılan tüm analizlerin sonucu incelenerek travertenlerin kökeni ve gelişimi hakkında yoruma gidilmiştir.

BULGULAR

Bu bölüm sedimantoloji ve mineraloji – petrografi başlıkları adı altında incelenecektir.

Sedimantoloji

Yapılan arazi çalışmaları sonucunda Tazekent Köyü travertenleri 7 fasiyes ayırtlanmıştır. Bu fasiyesler;

- 1. Breşik-litoklastlı fasiyes,
- 2. Kristalin kabuk fasiyesi,
- 3. Çalı tipi fasiyes,
- 4. Sal tipi fasiyes,
- 5. Stromatolitik fasiyes,
- 6. Gaz boşluklu fasiyes,

7. Paleotoprak fasiyesi, tüm bu fasiyesler ayrıntılı olarak incelenmiş ve bu fasiyesler ışığında, Tazekent Köyü travertenlerinin evrimine ışık tutulmaya çalışılmıştır (Şekil 2).

Breşik-litoklastlı fasiyes

Fasiyes, Tazekent Köyü traverteni boyunca 6 kez tekrarlanmaktadır. Tabanda, volkanitler ve Eosen-Miyosen sedimanter kayaçlarına ait blok ve çakıllar içeren fasiyes, daha üst seviyelerde, travertene ait çakıl ve blok boyu malzeme içermektedir (Şekil 3 A). Krem-bej renklidir. Tabaka kalınlıkları en altta gözlemlenen breşik-litoklastlı fasiyeste, 40-200 cm arası değişirken, daha üstteki fasiyeslerde, 60-450 cm arası değişmektedir (Şekil 3A). Çakıllar, tabandaki fasiyeste yuvarlağa yakın iken, diğer seviyelerdeki fasiyeslerde, köşeli olarak gözlemlenmektedir.



Şekil 2. Tazekent Köyü travertenlerinin fasiyeslerini gösterir kolon kesit (Yeğen, 2021'den değiştirilmiştir).

Figure 2. Columnar section showing the facies of *Tazekent travertines (modified from Yeğen, 2021).*



Şekil 3. A) Breşik-litoklastlı traverten fasiyesi. İçerisindeki karstik boşluklarda sal tipi fasiyes ikincil olarak çökelmiştir. **B**) Kristalin kabuk fasiyesi. **C**) Kristalin kabuk fasiyesi ve diğer fasiyeslerle ilişkisi. **D**) Bodur çalılardan oluşan, gri renkli, çalı tipi fasiyes ve diğer fasiyelerin birlikteliği. **E**) Beyaz renkli, aragonitik yapıdaki çalı tipi fasiyes. **F**) Boşlukları ve (**G**) açılan çatlağı dolduran ikincil sal tipi fasiyes oluşumları. **H**) Sal tipi fasiyes arazi görünümü.

Figure 3. *A*) Lithoclast-breccia facies. Paper-thin raft type facies was deposited secondarily in karstic cavities. B) Crystalline crust facies. C) Crystalline crust facies and its relationship with other facies. D) Gray colored, shrub type facies consisting of dwarf shrubs and the association with other facies. E) White colored, aragonitic shrub type facies. F) Secondary paper-thin raft type facies filling the cavities, (G) the opened crack and H) Paper-thin raft type facies field view.

Kristalin kabuk fasiyesi

Tazekent Köyü traverteni içerisinde, en çok tekrar eden(8)fasiyeslerinbaşındagelmektedir(Şekil3B). Gri-bej-beyaz rengi ile dikkat çekicidir. Katman kalınlığı, 0,4-25 cm arasında değişmektedir. Masif ve gözeneksiz yapı gözlemlenmektedir. Tazekent Köyü travertenleri içinde, traverteni oluşturan çatlakların içi ve su taşıma kanalları kristalin kabuk fasiyesinden oluşmaktadır. Bununla birlikte diğer fasiyeslerle ardalanmalı bir şekilde tabakalı olarak da bulunmaktadır (Şekil 3C). Sürmeli (2014), bu fasiyesin oniks olarak işletildiğini ifade etmektedir.

Çalı tipi fasiyes

Kristalin kabul fasiyesi ile beraber kesitte en fazla tekrar eden fasiyestir. Kısa çalı veya bodur çalı litolojilerinin gözlemlendiği, kalın katmanlı, gri renkli traverten istifleri olarak tanımlanmaktadır (Şekil 3D). Ancak beyaz renkli, aragonit yapıda ve yukarı doğru büyüyen bitki kalıpları şeklinde de gözlemlemek mümkündür (Şekil 3E).

Sal tipi fasiyes

Sal tipi fasiyes, ince laminadan ince tabakaya değişen kalınlıklarda, krem bej renklidir. Arazide 3 şekilde rastlamak mümkündür. Boşlukları doldurur şekilde (i) (Şekil 3F) açılma çatlaklarını doldurur şekilde (ii) (Şekil 3G). Bu tarz oluşumlar, traverten oluşumundan sonra gelişen, tektonizma ve karstlaşma süreçleri oluşan yarık ve boşluklarda çökelim olarak gerçekleşmektedir. Bu bağlamda ikincil traverten oluşum olarak adlandırabilir. Traverten oluşumu sırasında tabakalı veya laminalı bir şekilde, gerçekleşmektedir (iii) (Şekil 3D ve H).

Stromatolitik fasiyes

Riding (2008), Stromatolitler için üç özel tip kabuk önermiştir. Bu üç tip otijenik karbonat kabuğunun tümü, çeşitli zamanlarda stromatolitler olarak tarif edilen tabakalı tortuları (hem biyojenik hem de abiyojenik) olusturabilir (Riding, 2008). Bu üc tip kabuk sırasıyla, (i) spary kabuk, (ii) hibrit kabuk ve (iii) ince taneli kabuktan oluşmaktadır. İnceleme alanındaki stromatolitlerde bu üç tip kabuğu da gözlemlemek mümkündür (Şekil 4A). Spary kabuk (tipik olarak düzenli, hatta katmanlama ve spary mikrofabrik) abiyojenik olarak kabul edilir ve stromatolit olarak kabul edilmez. Bunu icin önerilen tanım: Stromatolitler makroskopik olarak katmanlı orojeniktir ara katmanlı abiojenik çökeltiler içeren veya içermeyen mikrobiyal çökeltilerdir. Stromatolitler bu nedenle mikrobiyal ve hibrid tipleri içerir, kubbe oluşturabilirler ve aynı zamanda yaygın olarak tabaka benzeri kütleler halinde meydana gelir (Kalkowsky, 1908; Burne ve Moore 1987; Riding, 1999).

İnceleme alanında gözlemlenen stromatolitlerin birçoğu, Steele (1825), tarafından tarif edilen ve Hall (1883), tarafından Cryptozoon proliferum olarak adlandırılan stromatolit türüne aittir (Şekil 4B).

Gaz boşluklu fasiyes

İnceleme alanında en az gözlemlenen fasiyestir. Alınan kesitin üstüne yakın bölgelerde gözlemlenmektedir. Bu bağlamda traverten oluşumunun sonlara doğru uçucu bileşenlerce oldukça doygun olduğunu göstermektedir. Ortakalın katmanlı, gri-kahverengi renklidir (Şekil 4C).

Paleotoprak fasiyesi

İnceleme alanındaki paleotopraklar 2 şekilde gözlemlenmektedir. (i) Kafes yapılı travertenler ile birlikte, kafeslerin içinde (Şekil 4D), (ii) boşluk veya tabakalar arasında belirli bir düzey olarak (Şekil 4E) gözlemlenmektedir. Paleotopraklar aynı zamanda yüksek oranda kükürt ve sülfür alterasyon zonlarını işaret eder (Şekil 4F).

Mineraloji - Petrografi

Stromatolitler, Riding (2009)'in belirttiği üç kabuk (ince taneli, hibrit ve spary kabuk) türünü de yansıtmaktadır. Spary kabuk, çok ince bantlar halinde mikritik matlar içermektedir. Bu mikritik malzemeler kalın sparitik malzemelerin arasında yer almaktadır (Şekil 5A). Her bir sparit kabuk içindeki sparit kristalleri büyüme düzlemine dik olacak şekilde elipsoidal yarı küreler şeklinde gelişmektedir ve sparit kabuk arasında çok ince bile olsa bir mikritik bant bulunmaktadır (Şekil 5B). Hibrit kabuklar, hem sparitik kabuklardan hem de ince taneli kabuktan oluşmuştur (Şekil 5C). Bu kabuklar yaklaşık olarak aynı kalınlıktadırlar. Ancak bazen ince taneli kabuğun, bazen de spary kabuğun daha kalın olduğu yarı hibrit kabuklar da mevcuttur (Şekil 5D). Bu kabuk türünde mikritik bantlar üst üste gelirken sparit kabuklar arasında yine ince taneli matlar gelmektedir.



Şekil 4. A) Stromatolitler, spary ve ince taneli kabuğun bir arada gözlemlendiği hibrit kabuk. **B**) Hall (1883), tarafından Cryptozoon proliferum olarak adlandırılan stromatolit türü. **C**) Üst seviyelerde gözlemlenen gaz boşluklu fasiyes. **D**) Kafes yapısı içerisindeki ve tabakalar arası şekildeki (**E**) paleotoprak oluşumları.

Figure 4. A) Stromatolite. Hybrid crust where, sparry and fine-grained crust are observed together. B) Stromatolite species named as Cryptozoon proliferum by Hall (1883). C) Gas-bubble facies observed at upper levels. D) Paleosoil formations within the lattice structure and in the form of interlayers (E).



Şekil 5. A) Kalın spary kabuk arasındaki ince mikrobiyal matlar. B) Spary kabuk aynı zamanda çökelme eksenine dik kalsit kristal fanlarından oluşmaktadır. C) Spary ve ince taneli taneli kabuğun bir arada olduğu hibrit kabuk, Hibrit kabukta, kabuk kalınlıkları değişken olduğu gibi kimi durumlarda kabuk kalınlıkları yaklaşık aynıdır D). E) Kristalin kabuk fasiyesini oluşturan, çökelme düzlemine dik kalsit kristalleri. F) Yaklaşık eşit boylardaki ışınsal fanlar. G) Çalı tipi fasiyesteki, birden fazla yapraktan yayılan dalların oluşturduğu çalı büyümesi. H) yaprakların enine kesitindeki ooid benzeri yapılar. I) Oniks travertenin SEM görüntüsü, kesit kuvars aragonite ile birlikte bol miktarda silisyum içerir. (Kısaltmalar: Ar: aragonit, Ka: kalsiyum, Mm: mikrobiyal mat, Si: silisyum).

Figure 5. A) Thin microbial mats between thick sparry crust. B) Sparry crust also consists of calcite crystal fans perpendicular to the axis of deposition. C) Hybrid crust where sparry and fine-grained crust are together. In hybrid crust, crust thicknesses are variable, and in some cases, crust thicknesses are approximately the same. D). E) Calcite crystals perpendicular to the plane of deposition, forming the crystalline crust facies. F) Radial fans of approximately equal length. G) Shrub growth formed by branches radiating from more than one leaf in the shrub-type facies. H) Ooid-like structures in the cross-section of leaves. I) SEM image of onyx travertine, section contains abundant silicon together with quartz aragonite. (Abbreviations: Ar: aragonite, Ka: calcium, Mm: microbial mat, Si: silicon).

Kristalin kabuk fasiyesini oluşturan, çökelme düzlemine dik kalsit kristallerinin üst yüzeyleri konkoidal yapı da fanlardan oluşmaktadır. (Bknz. Şekil 5B). Düzgün yapıda, aralarında boşluk bırakmayacak şekilde kompakt olarak gelişen bu kalsit kristalleri, ince kesitte, uzamaya dik olarak, kristalleri kesen ince laminasyonlara sahip uzun kristal katmanlardan oluşur (Şekil 5E). Bu ince laminasyonlar, yukarı doğru dışbükey olan ve fan tabanından yukarı doğru gelişen büyüme çizgileridir. Art arda gelişen ışınsal fanlar yaklaşık eşit boylardadır (Şekil 5F)

Çalı tipi fasiyes, incelenen kesitlerde, çalı büyümesi birden fazla yapraktan yayılan dalların oluşturduğu çalı büyümesi şeklinde gözlenmektedir (Şekil 5G). Yaprakların boyuna kesilmiş kesitleri incelendiğinde ooid benzeri yapılar gözlemlenmektedir (Şekil 5H). Bu yapıların ortasında kalsit mineralleri, etrafında ise çürümüş olan bakteri hücreleri yer almaktadır (Şekil 5I).

Breşik litoklast fasiyesini oluşturan litoklastları, yine travertenden aşınan taneler oluşturmaktadır. Fasiyes içerisinde yer yer ooid (Şekil 6A) ve onkoid tanelerine rastlanmaktadır (Şekil 6B). Ooidlerin çekirdeğindeki taneleri kristalin kabuk fasiyesinden türemiş çakıllar oluşturmaktadır.



Şekil 6. A) Breşik – litoklastlı fasiyes içerisindeki, ooid ve (**B**) onkoid taneleri. **C**) İnce taneli kabuk. **D**) İnce taneli mikrobiyal mat ve Spary kabuk matı (**E**). **F**) Kalsit kristallerinin arasında gözlemlenen mikrobiyal malzeme, (**G**) bu malzeme kalsit aragonit sınırında gözlemlenememektedir. **H**) Oniks travertenler duru kalsit ve aragonit kristallerinden oluşmaktadır, (**I**) ancak katmanlar arası bazı durumlarda killi malzemeler ihtiva edebilmektedir. (Kısaltmalar: Fe: demir, Ka: kalsit, Kp: kayaç parçası, Mm: Mikrobiyal mat, Si: silisyum).

Figure 6. A) Ooid and (B) oncoid grains within brecciated - lithoclast facies. C) Fine-grained crust. D) Finegrained microbial mat and sparry crust mat (E). F) Microbial material observed between calcite crystals, (G) This material cannot be observed at the calcite-aragonite boundary. H) Onyx travertines consist of clear calcite and aragonite crystals, (I) In some cases, clayey materials may be present between the layers. (Abbreviations: Fe: iron, Ka: calcite, Kp: rock fragment, Mm: Microbial mat, Si: silicon).

İnce taneli kabuklar ise üst üste birikmiş, mikritik matlardan meydana gelmektedir (Sekil 6C). SEM görüntülerinde ince taneli mikrobiyal kabuk matları, gri beyaz renkli, ince taneli ve iç ice geçmiş görünürken (Sekil 6D), spari kabuk matları ise daha duru, iri taneli ve daha açık renkli görünmektedir (Sekil 6E). Bir stromatolit istifi tek bir kabuk yerine bu üç kabuğun harmanlanması sonucu olusmaktadır. SEM görüntüleri incelendiğinde kalsit kristallerinin çoğunlukla mikrobiyal arasında. malzeme görülmektedir (Şekil 6F). Bu mikrobiyal matlar, kalsit levhalarının uç kısımlarına yerleşerek bir örtü gibi levhaların üstünü örtmektedir ve kalsit aragonit sınırında gözlenmemektedir (Şekil 6G)

Tazekent Köyü Traverten istifi yoğun miktarda killi malzeme ve kuvars içermektedir. Silisyum traverten bünyesinde yoğun miktarda bulunması sonucu bölge oniks bakımından oldukça zengin hale gelmiştir (Şekil 6H). Kuvarslar genelde demirle birlikte traverten bünyesi içerisinde yer alırken (Şekil 6I) killer daha çok ikincil oluşumlar olarak yerleşim göstermektedir.



Şekil 7. A, B) Sivri uçlu aragonit kristallerine (Ar) sahip sferolitler, mikrobiyal matlar (Mm) ve kalsit kristalleri (Ka), bu sferolitlerin merkezinde çoğu zaman bakteri fosilleri (Bf) bulunmaktadır. C) Kristalin kabuk fasiyesinde gözlemlenen iri kristalli kalsit demetlerinden oluşan traverten parçaları (Kp). Bu traverten parçaları da kristalin kabuk fasiyesinden oluşmaktadır. D) kristalin kabuk fasiyesinde gözlemlenen sutaşıma kanalları (Sk). Kanalların etrafında oluşan iri kalsit kristalleri dikkat çekicidir.

Figure 7. A, B) Spherolites with pointed aragonite crystals (Ar), microbial mats (Mm), calcite crystals (Ka), and bacterial fossils (Bf) are often found in the center of these spherolites. C) Travertine fragments consisting of large crystalline calcite bundles observed in the crystalline crust facies (Kp). These travertine fragments also consist of the crystalline crust facies. D) Water transport channels observed in the crystalline crust facies (Sk). The large calcite crystals forming around the channels are remarkable.

Bazı gayzerler ve sıcak su kaynaklarında, silisli, manganez, alüminyum ve demir acısından zengin minerallerle birlikte voğun karbonat birikimleri gözlemlenmektedir (Chafetz vd., 2018). Bu kaynak alanlarda çok iyi gelişmiş öz kristalli aragonit tanelerine çok sık rastlanmaktadır (Chafetz vd., 2018). Bazı durumlarda ise, sivri uçlu aragonit kristallerine sahip bazı sferolitler vardır (Sekil 7A). Bu sferolitleri iceren ve radval olarak dizilmiş aragonit kristallerinin merkezlerinde değişik şekilli (küresel, eliptik ila çubuk) kümeleri bulunur (Şekil 7B). Bu parçacıklar, daha önce laboratuvar deneyleri sırasında küresel karbonat çökeltileri oluşturduğu gözlenen bakteri gövdelerine benzer boyut ve şekillere sahiptir (Chafetz, 1986; Buczynski ve Chafetz, 1991; Chafetz ve Buczynski, 1992; Rivadeneyra vd., 2006a ve 2006b) bu çalışmada da gözlemlenen ve aragonit sferolitlerinin merkezinde yer alan bu taneler bakteriyel fosiller olduğu düşünülmektedir. Çoğu durumda saf aragonit kristalleri çekirdek bölgesinin yüzeyinden yayılmaktadır. Ancak bazı sferolitlerde geçiş bölgesi vardır ve geçiş bölgesi sergileyen bu sferolitlerde, çekirdeğe en yakın başlangıçta çökelmiş aragonit kristallerinin, çekirdeğin bir parçası olan bazı bakteri fosillerini kapladığı gözlemlenebilmektedir (Chafetz vd., 2018). Kristalin kabuk fasiyesinde, suları taşıyan, mikro kanalcıklar gözlemlenmektedir (Şekil 7C ve D). Bu mikro kanalların içi yine, kristalin kabuk fasiyesinden oluşmaktadır.



Şekil 8. Kolon kesitteki sırasıyla, alttan üste doğru, 1, 2, 3 nolu paleotoprak örneklerinin XRD analiz sonuçları. *Figure 8. XRD analysis results for paleosoil samples 1, 2, and 3 in the column section, from bottom to top, respectively.*



Şekil 9. Kolon kesitteki sırasıyla, alttan üste doğru, 4 ve 5 nolu paleotoprak örneklerinin XRD analiz sonuçları. *Figure 9. XRD analysis results for paleosoil samples 4 and 5 in the columnar section, from bottom to top, respectively.*

İnceleme alanındaki 5 paleotoprak fasiyesinden alınan örneklerin X-ışını kırınım analizlerinde; kil, karbonat, kuvars, jips, feldispat ve dolomit piklerinin yaygın olduğu gözlenmiştir (Sekil 8 ve 9). 5 örnekte de baskın olarak kuvars, jips, illit, vermiküllit, klorit ve smektit mineralleri bulunmaktadır. Kuvars minerali, 4,4955 – 1,9314 A° pik değerlikleri arasında, klorit vermiküllit, smektit mineralleri, 14,6108 - 14,3640 A° pik değerlikleri arasında izlenmektedir. Bunların dışında en çok izlenen minerallerden olan, jips minerali, 7.1652 - 1.8994 A^o pik değerlikleri arasında ve illit minerali ise, 9,9586 - 9,8140 A° pik değerlikleri arasında gözlemlenmiştir. Paleotoprak 3 örneğinde gözlemlenen dolomit minerali, 2,2536 - 2,9122 A° pik değerlikleri arasındadır. Yine paleotoprak 4 örneğinde, 2,1176 - 3,2520 A° pik değerlikleri arasında feldsipat mineralleri gözlemlenmektedir. Bu örneklerin dışında, 3,0337 - 3,0787 A° pik değerlikleri arasında kalsit minerallerine rastlanmıştır (Sekil 8 ve 9).

TARTIŞMA

Taramalı elektron mikroskobu (SEM) görüntüsünde gözlemlenen mikrobiyal matlar ve siyanobakteri filamenti, tüf çökeltisindeki canlı aktivitenin bir örneğidir (Özkul vd., 2002; Tlili vd., 2021). İnceleme alanındaki stromatolitler, travertenler üzerinde canlı aktivitesini oluşturacak gölsel alanların geliştiğini göstermektedir. Bu stromatolitlerin sürekli yukarı doğru büyüyen bir sistemde büyümesi, mevcut göl seviyesinin sürekli vükseldiğini göstermektedir (Martin-Bello vd., 2019). Yine, yarık ve karstik boşluklar, açılmanın devam ettiğini, bu alanlarda gelişen sal tipi fasiyes, traverten çökelimi olduğunu göstermektedir. Kristalin kabuki fasiyesinin, duru kalsitlerden ve eşit boylu fanlardan oluşması, bu kasiyesin kaynak alanda ve yamaç ortamında oluştuğunu göstermektedir (Özkul vd., 2001; Barilaro vd., 2011). Breşik-litoklastlı fasiyeste gözlemlenen blok boyutu malzemenin köşeli olması bunların taşınmadığını ve koparıldıkları yerin hemen dibinde çökeldiklerini göstermektedir. Bölgede traverten oluşumu ile eş zamanlı gerçekleşen volkanizma gerek travertenleri olusturan termal sularda gerekse paleosoil fasiyesindeki zengin mineralleşmede etkin bir rol üstlenmiştir (Mutlu vd., 2013; Pasvanoğlu, 2013; Sürmeli, 2014; Kardaş, 2019; Kıyadeh, 2019; Yeşilova vd., 2021; Yeşilova, 2022). Bununla birlikte bölgede günümüzde de etkin olan kaplıca sistemi bölgedeki mağmatik faaliyetlerin günümüzde de etkili olduğunu göstermektedir. Gerek kırıklı çatlaklı yapı gerek bu yapıları dolduran sal tipi fasiyesler, travertenlerin uzak yamaçlarında oluşan gölsel alanlar ve breşik-lioklastlı fasiyesin çakıl içeriği travertenlerin oluşum esnasında sadece volkanizmanın değil tektonizmanın da yoğun bir şekilde gerçekleştiğini göstermektedir (Gradziński., 2010).

XRD analizleri paleotoprakları anlamanın en güzel yoludur (Tabor ve Meyers, 2015). Tüm paleosol örnekleri kurak ve soğuk iklimleri göstermektedir. örneklerde Tüm gözlemlenen kuvars, klorit mineralleri bu durumu doğrulamaktadır (Singer vd., 1994; Southard ve Miller, 1996; Tabor ve Meyers, 2015). Ancak, kuvars ve klorit minerallerinin tüm kırıntılı, olgunlasmamış paleosollerde gözlemlendiği bilinmektedir (Southard ve Miller, 1996; Thomas vd., 2011; Tabor ve Meyers, 2015). Paleotoprak 1-2 ve 5 örneklerinde gözlemlenen klorit, vermikülit ve smektit mineralleri, bu 3 örneğin de kurak ve soğuk iklim şartlarında olduğunu göstermektedir (bakınız Şekil 9 ve 10) (Sheldon ve Tabor, 2009). Yine paleotoprak 3-4 örneklerinde gözlemlenen dolomit ve feldispat mineralleri de bu örneklerin kurak ve soğuk iklim kosullarında gerceklestiğini ıspatlamaktadır (Sheldon ve Tabor, 2009; Babechuk ve Kamber 2013; Tabor ve Meyers, 2015). Ancak vine bu örneklerde gözlemlenen (paleotoprak 3-4) örneklerinde yoğun miktarda gözlemlenen jips ve kalsit mineralleri kurak iklimi doğrulamakla birlikte sıcaklığın nispeten ılıman geçtiğini göstermektedir (Sheldon ve Tabor, 2009; Tabor ve Meyers, 2015). Tüm veriler ışığında; paleotoprak 1-2-5 örnekleri kurak ve soğuk iklim koşullarını, paleotoprak 3-4 örnekleri ise kurak ve sıcak iklim koşullarını göstermektedir. Bu fasiyes birlikteliği hemen hemen her paleosol fasiyesinin üzerinde görülmektedir. Kristalin kabuk fasiyesi gelişimi, genel olarak bunun oluştuğu alanlarda nispeten daha sıcak su ve kaynağı gösterir (örneğin, Guo ve Riding, 1998). Bu fasiyes ilişkisi, hızlı su akışı nedeniyle sınırlı biyolojik aktivite ile gelişir (Guo ve Riding, 1998). İnce kesitte gözlenen çökelme seviyesine dik olan ince ve uzun kristalin kalsit demetleri bu durumu doğrulamaktadır (örneğin, Barilaro vd., 2011). Yine ışın-kristal fanların eşit uzunlukta ve aynı büyüme hızında olması, ortam koşullarının ve su akış hızının sabit olduğunu göstermektedir. (Örneğin, Özkul vd., 2001; Barilaro vd., 2011). Ooidleri oluşturan eş merkezli berrak kalsit halkaları yüksek su enerjisini gösterir. Bütün bu açıklamalar, bu fasiyeslerin yamaç ortamında biriktiğini doğrulamaktadır.

Tüm XRD, SEM çalışmaları ile incekesit örneklerinde gözlemlenen mineraller ve mineral parajenezleri birbirleriyle uyumlu olduğu tespit edilmiştir.

SONUÇ

Tazekent Köyü Travertenleri, 215,16 ka'dan günümüze değin geçen sürede, bir açılma çatlağından yüzeye taşınan CaCO₃ açısından zengin olan sıcak sular tarafından, yer yer sabit, yer yer yüksek bir akış hızında ve yamaç ortamında oluşmuştur. Oluşumları zamanında, genel olarak kurak ve sıcak iklim koşulları hüküm sürse de zaman zaman soğuk iklim koşullarının da egemen olduğu gözlemlenmektedir. İleride ayrıntılı yaş verileriyle bu iklim dönemlerinin buzul ve buzul arası dönemlerle korelasyonu yapılmalıdır.

Bölgede güncel traverten oluşumları, sıcak su çıkışları ve gayzerler gözlenmektedir. Bu bağlamda, bölge tektonik olarak aktif bir zondadır. Travertenler, volkanik ve tektonik aktivite ile eş zamanlı oluşum göstermiştir.

EXTENDED SUMMARY

Diyadin (Ağrı, Turkey) has an important place in the Eastern Anatolia region due to its thermal springs. The study covers the ridge-type travertine formations in Tazekent village and its immediate surroundings, where thermal activities are most intense, 10 km northeast of Diyadin. In this study, the aim was to determine the geological evolution of the Tazekent travertines and shed light on the climatic changes during their formation. The basement of the study area comprises Eocene-Miocene sedimentary rocks. These rocks are unconformably overlain by Pliocene volcanics, Quaternary travertines and recent alluvium. Travertine and alluvium formation still continue in the region today. Within the scope of field studies, 125 samples were taken, with 110 of these samples used for thin section, 10 for scanning electron microscope (SEM) and 5 (paleosoil) for X-ray diffraction (XRD) analysis. As a result of the field studies, the travertines of Tazekent village were differentiated into 7 facies. These facies are;

- 1. Brecciated-lithoclastic facies,
- 2. Crystalline crust facies,
- 3. Shrub type facies,
- 4. Paper thin raft type facies,
- 5. Stromatolitic facies,
- 6. Bubble-coated void facies,
- 7. Paleosol facies.

The Tazekent Travertines formed by hot waters rich in $CaCO_3$ carried to the surface from an opening crack, in a period from 215.16 ka to the present day, at constant but sometimes high flow rate and in a slope environment. Although hot and dry climate conditions generally prevailed during the time of their formation, it was observed that cold climate conditions also prevailed from time to time. In future studies, these climate periods should be correlated with glacial and interglacial periods with detailed age data. Current travertine formation, hot water outlets and geysers are observed in the region; in this context, the region is a tectonically active zone. Travertines formed simultaneously with volcanic and tectonic activity.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsünde yapılmış, "Tazekent Köyü (Diyadin, Ağrı) Travertenlerinin Jeolojik Özellikleri" isimli yüksek lisans tez projesinden üretilmiştir. Tez, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimince "FYL-2019-8450" nolu proje olarak desteklenmiştir.

ORCID

Çetin Yeşilova b https://orcid.org/0000-0002-8884-0842 *Şükriye Başak Yeğen* b https://orcid.org/0009-0003-0077-7223

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Alcicek, M. C., Alcicek, H., Altunel, E., Arenas, C., Bons, P., Brogi, A., Capezzuoli, E., de Riese, T., Della Porta, G., Gandin, A., Guo, L., Jones, B., Karabacak, V., Kershaw, S., Liotta, D., Mindszenty, A., Pedley, M., Ronchi, P., Swennen, R. & Temiz, U. (2017). Comment on "First records of syndiagenetic non-tectonic folding in Quaternary thermogene travertines caused by hydrothermal incremental veining" by Billi vd. *Tectonophysics*, 721, 491–500.
- Altunel, E. (1996). Pamukkale travertenlerinin morfolojik özellikleri, yaşları ve neotektonik önemleri. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration (MTA Dergisi), 118*, 47-64.
- Altunel, E. & Hancock, P. L. (1996). Structural attributes of travertine filled extensional fissures in the Pamukkale plateau, westem Turkey. *International Geology Review*, 38, 768-777. https://doi.org/10.1080/00206819709465360
- Babechuk, M. G. & Kamber, B. S. (2013). The Flin Flon paleosol revisited. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 50(12), 1223-1243. https://doi. org/10.1139/cjes-2013-0076
- Barilaro, F., Della Porta, G., Ripamonti, M. & Capezzuoli, E. (2011). Petrographic and Facies Analysis of Pleistocene Travertines in Southern Tuscany, Central Italy. AAPG Search and Discovery Article. 90124. 2011 AAPG Annual Convention and Exhibition, April 10-13, 2011, Houston, Texas.
- Barnes, I., Irwin, W. P. &White, D. E. (1978). Global distribution of carbondioxide discharges, and major zones of seismicity. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations, 78-39, Open-File Report.
- Buczynski, C. & Chafetz, H.S. (1991). Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonate and the influence of mediumviscosity on mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, *61*, 226–233. https://doi.org/10.1306/D42676DB-2B26-11D7-8648000102C1865D
- Burne, R. V. & Moore, L. S. (1987). Microbialites; organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios*, *2*(3), 241-254.
- Chafetz, H. S. (1986). Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 812–817.

- Chafetz, H. S. & Buczynski, C. (1992). Bacterially induced lithification of microbial mats. *Palaios*, *7*, 277–293.
- Chafetz, H., Barth, J., Cook, M., Guo, X., & Zhou, J. (2018). Origins of carbonate spherulites: implications for Brazilian Aptian pre-salt reservoir. *Sedimentary Geology*, 365: 21-33. https://doi. org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.024
- Gradziński, M. (2010). Factors controlling growth of modern tufa: results of a feld experiment. *Geological Society Special Publications, 336*, 143-191. https://doi.org/10.1144/SP336.8
- Guo, L. & Riding, R. (1998). Hot spring travertine facies and sequence Late Pleistosene, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, 45, 163-180.
- Gülyüz, E., Özkaptan, M., Kaymakci, N., Persano, C. & Stuart, F. M. (2019). Kinematic and thermal evolution of the Haymana Basin, a fore-arc to foreland basin in Central Anatolia (Turkey). *Tectonophysics*, 766, 326-339. https://doi. org/10.1016/j.tecto.2019.06.020
- Hall, J. (1883). Cryptozoon n.g.: Cryptozoon proliferum n.sp. N.Y. *State Mus. Ann. Rep.*, (36): plate 6.
- Henchiri, M., Ben Ahmed, W., Brogi, A., Alçiçek, M. C. & Benassi, R. (2017). Evolution of Pleistocene travertine depositional system from terraced slope to fissure-ridge in a mixed travertine-alluvial succession (Jebel El Mida, Gafsa, southern Tunisia). *Geodinamica Acta, 29* (1): 20-41.
- Kalkowsky, E. (1908). Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Zeitschrift der deutschen geologischen. Gesellschaft, 68-125.
- Kardaş, S. (2019). Diyadin (Ağrı) Kuzeyinin Tektonik Özellikleri ve Jeotermal Potansiyeli. Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Fen Bilimleri Enstitüsü, Van.
- Kıyadeh, A. A. H. (2019). Diyadin (Ağrı) Güneyinin Tektonik Özellikleri ve Jeotermal Potansiyeli (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Van.
- Koçyiğit, A. (2013). New Field And Seismic Data About The İntraplate Strike-Sli Deformation in Van Region. East Anatolian Plateau. E. Turkey. Middle East Technical University. Department of Geological Engineering. Active Tectonics and Earthquake Research Lab.. TR-06800 Ankara. Turkey.
- Le Pichon, X., Francheteau, J. & Bonnin, J. (1973). *Plate Tectonics: Developments in Geotectonics*. 6. Elsevier Science Ltd., Amsterdam. 300.
- Martin-Bello, L., Arenas, C. & Jones, B. (2019). Lacustrine stromatolites: Useful structures for

environmental interpretation – an example from the Miocene Ebro Basin. *Sedimentology*, 66, 2098-2133. https://doi.org/10.1111/sed.12577

- Mesci, B.L., Gursoy, H. & Tatar, O. (2008). The Evolution of Travertine Masses in the Sivas Area (Central Turkey) and Their Relationship to Active Tectonics. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 219-240.
- Mesci, B. L., Tatar, O., Piper, J. D. A., Gürsoy, H., Altunel, E., Crowley, S. (2013). The efficacy of travertine as a palaeoenvironmental indicator: palaeomagnetic study of neotectonic examples from Denizli, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences, 22*, 191-203.
- Mc Kenzie, D. P. (1972). Active tectonics of Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30, 109-158.
- Morelli, C. (1978). Eastern Mediterranean: geophysical results and implications. *Tectonophysics*, *46*, 333-346.
- Mutlu, H., Aydın, H. & Kazancı, A. (2013). Diyadin (Ağrı) jeotermal sahasına yönelik jeokimyasal ve izotopik bulgular. 11. Ulusal Tesisat Mühendisliği Kongresi Jeotermal Enerji Semineri. 17-20 Nisan 2013, İzmir. 47-67.
- Özkul, M., Alçiçek, M. C., Heybeli, H., Semiz, B. & Erten, H. (2001). Depositional features of Denizli hot spring travertines and their appraisement in view marbling. *III. Turkey Marble Symposium* (Mersem'2001) Proceeding Book, (in Turkish with English Abstract), (pp.: 57-72), Afyon, Turkey.
- Özkul, M., Varol, B. ve Alçiçek, M. C. (2002). Denizli travertenlerinin petrografik özellikleri ve depolanma ortamları. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration (MTA Dergisi), 125*, 13-29.
- Özkul, M., Gökgöz, A. & Horvatinčić, N. (2010). Depositional properties and geochemistry of Holocene perched springline tufa deposits and associated spring waters: a case study from the Denizli province, Western Turkey. In Pedley, H.M. (Ed.), *Tufas and 65 Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls: The Geological Society, London. Special Publications, 336*, 245– 262.
- Pasvanoğlu, S. (2013). Hydrogeochemistry of thermal and mineralized waters in the Diyadin (Ağrı) area, Eastern Turkey. *Applied Geochemistry*, 38, 70-81. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2013.08.010
- Pentecost, A. & Tortora, P. (1989). Bagni di Tivoli, Lazio; a modem travertine depositing site and its associated microorganisms. *Bolletino della Societa Geologica Italiana*, 108: 315-324.

- Pentecost, A. (2005). *Travertine*. Berlin, Springer-Verlag.
- Riding, R. (1999). The term stromatolite: towards an essential definition. *Lethaia*, *32*(4): 321-330.
- Riding, R. (2008). Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geologia Croatica*, 61(2-3): 73-103.
- Riding, R. (2009). An atmospheric stimulus for cyanobacterial-bioinduced calcification ca. 350 million years ago?. *Palaios*, 24(10), 685-696. https://doi.org/10.2110/palo.2009.p09-033r
- Rivadeneyra, M. A., Martin-Algarra, A., Sanchez-Roman, M., Sanchez-Navas, A. & Martin-Ramos, J. D. (2006a). Carbonate and phosphate precipitation by Chromohalobacter marismortui. *Geomicrobiology Journal*, 23, 1–13.
- Rivadeneyra, M. A., Delgado, R., Parraga, J., Ramos-Cormenzana, A. & Delgado, G. (2006b).
 Precipitation of minerals by 22 species of moderately halophilic bacteria in artificial marine saltsmedia: influence of salt concentration. Folia Microbiologica, 51: 445–453.
- Sheldon, N. D, Tabor, N. J. (2009). Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Science Reviews*, 95, 1–52. https://doi.org/10.1016/j. earscirev.2009.03.004
- Sibson, R. H., Moore, J. McM. & Rankin, A. H. (1975). Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society*, 131, 653-659. https://doi.org/10.1144/ gsjgs.131.6.0653
- Singer, A., Wieder, M. & Gvirtzman, G. (1994). Paleoclimate deduced from some early Jurassic basalt-derived paleosols from northern Israel. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology.*, 111, 73–82
- Southard, A. R. & Miller, R. W. (1996). Parent materialclay relations in some northern Utah soils. *Soil Science Society of America Journal*, 30, 97–101.
- Steele, J. H. (1825). ART. III.--A Description of the Oolitic Formation lately discovered in the county of Saratoga, and state of NewYork. *American Journal of Science and Arts 9*(1), 16.
- Sürmeli, H. E. (2014). Diyadin (Ağrı) Travertenlerinin Gelişimi Morfolojik ve Aktif Tektonik Özellikleri (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1984). Doğu Anadolu'nun Neo-Tektoniği ve İlgili Magmatizması. *Ketin Sempozyumu*. Ankara, 149-162.

- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1986). Doğu Anadolu'da neotektonik donemdeki jeolojik evrim ve havza modellemeleri. Bulletin of the Mineral Research and Exploration (MTA Dergisi): 73-94. https:// dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/ makaleler/tr/20150624104936_488_227e49c9. pdf
- Tabor, N. J. & Myers, T. S. (2015). Paleosols as indicators of paleoenvironment and paleoclimate. *Annual Reviews Earth Science*, 43, 333-361.
- Thomas, S. G., Tabor, N. J., Yang, W., Myers, T. S., Yang, Y. & Wang, D. (2011). Palaeosol stratigraphy across the Permian–Triassic boundary, Bogda Mountains, NW China: implications for palaeoenvironmental transition through Earth's largest mass extinction. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 308, 41–64. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.10.037
- Tlili, F., Ayari, A. & Regaya, K. (2021). Bio-mineral needle fiber calcite (NFC) in Tunisian Pleistocene calcretes (topology and crystallization). *Journal of Earth System Science*, *130*, 1-16. https://doi. org/10.1007/s12040-020-01528-4
- Yeğen, Ş.B. (2021). Tazekent Köyü (Diyadin, Ağrı) Travertenlerinin Jeolojik Özellikleri (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Van.
- Yeşilova, Ç., Güngör Yeşilova, P. ve Açlan, M. (2015a). Edremit (Van) Travertenlerinin Fasiyes Analizi (in Turkish). 68. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 578-579, Ankara, Türkiye
- Yeşilova, Ç., Üner, S., Güngör Yeşilova, P., Açlan, M. ve Alırız, M. G. (2015b). Kuvaterner Yaşlı Edremit Travertenleri'nin Fasiyes Özellikleri ve Oluşum Ortamları (Van Gölü Havzası-Doğu Anadolu) (in Turkish). *Traverten-Tufa Çalıştayı* (54-55 s.) Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Denizli.
- Yeşilova, Ç. (2019). Preliminary approach to paleogeographic properties of Edremit (Van) Travertines, eastern Turkey. *IESCA*, 60p. 7-11 October 2019, İzmir.
- Yeşilova, Ç., Güngör-Yeşilova, P., Açlan, M., Tsai-Luen, Y. & Chuan-Chou, S. (2021). U-Th ages and Facies Properties of Edremit Travertine/ Tufas, Van, Eastern Anatolia: Implications of Neo-tectonic for the region. *Geological Quarterly*, 65(2), 1 – 20.
- Yeşilova, Ç. (2022). Climatic and tectonic effects on the origin and evolution of the Dereiçi travertines (the Başkale Basin, Eastern Türkiye), and neotectonic implications. *Geological Quarterly*, 66, 1-20. http://dx.doi.org/10.7306/gq.1659



TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

AMAÇ ve KAPSAM

Türkiye Jeoloji Bülteni (*Türkiye Jeol. Bült.*) 1947 yılından beri yayınlanan, Türkiye'nin en eski ve en çok tanınan dergilerinden biridir. Jeoloji Mühendisleri Odası (JMO) tarafından yılda üç sayı (Ocak - Nisan - Ağustos) olarak yayınlanmaktadır.

Derginin amacı;

- Türkiye'de ve Uluslararası alanda yerbilimleri konularında bilimsel iletişimin sağlanmasına katkıda bulunmak,
- Yerbilimleri konularında yapılan araştırmaların duyurulmasına aracı olmak,
- Yerbilimlerine yönelik meslek dallarının ulusal ve uluslararası düzeyde gelişimine katkı sağlamak,
- Jeoloji Mühendisliği eğitimi ve eğitimin geliştirilmesine katkıda bulunmak,
- Türkçe'nin bilim dili olarak geliştirilmesi ve yabancı sözcüklerden arındırılması çabalarına katkıda bulunmaktır.

Türkiye Jeoloji Bülteni (*Türkiye Jeol. Bült.*) 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 Tıbbi Jeoloji, Değerli ve Yarı Değerli Taşlar, Çevre Jeolojisi 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 tematik sayı(lar) olarak da yayınlanabilmektedir.

YAZIM KURALLARI

Yazıların Hazırlanması

Türkiye Jeoloji Bülteni'nin yayın dili Türkçe ve İngilizcedir. Türkçe makalelerde "Extended Summary", İngilizce makalelerde ise "Genişletilmiş Özet" verilmelidir. Yazarların ana dillerinin Türkçe olmaması durumunda makale İngilizce yayınlanır. Ana dili İngilizce olmayan yazarlara, yazılarını Editörlüğe göndermeden önce, gramer ve üslup açısından, ana dili İngilizce olan bir kişiden katkı almaları özellikle önerilir. Hazırlanan makaleler orijinal ve daha önce basılmamış araştırma, yorum ya da her ikisine ait sentezi içermeli veya teknik not niteliğinde olmalıdır. Yazının gönderilmesi, daha önce basılmamış veya başka bir yerde incelemede olmadığını gösterir.

Makale Sunum Süreci ve Etik Bildirimi

Tüm makaleler internet üzerinden https://dergipark.org.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. https://dergipark.org.tr/tjb veya www.jmo.org.tr adresinde bulunan telif hakkı devir formu, tüm yazarlar adına ilgili yazar tarafından imzalanmalı ve makale dosyalarıyla birlikte gönderilmelidir. Bir makale sunulduktan sonra, başka yazar eklenmesi veya çıkarılması veya yazarların değiştirilmesi mümkün değildir. Makaleler, yazım kurallarına uymuyorsa ya da dergi kapsamı dışındaysa, dergi editörü tarafından hakem değerlendirmesi yapılmaksızın reddedilebilir. Bir makale yayın için kabul edildikten sonra, diğer bir deyişle, hakem tarafından önerilen düzeltmeler tamamlandıktan ve editör tarafından kabul edildikten sonra, yazara makalede değişiklik yapma izni verilmez. Makale yayınlanmadan önce, yazarlara düzeltmeler için prova baskı gönderilir. Başkasının fikir veya sözcüklerinin orijinal biçiminde kullanılması veya uygun bir atıf yapılmaksızın değiştirilmesi, intihal olarak kabul edilir ve tolere edilemez.

Yazılar aşağıda verilen düzen çerçevesinde hazırlanmalıdır:

- (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 başlıklar değerlendirilmeli 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 sayfalara, kenarlardan en az 2,5 cm boşluk bırakılarak, 1,5 cm aralıkla ve 12 puntoyla (Times New Roman) yazılmalı, ayrıca tüm sayfalara ve satırlara 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 bilg0 iler 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
Hüsnü Hüsnüoğlu	MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etütler Dairesi, 06520 Ankara e-posta: husnu56@mta.gov.tr ORCID Numarası: 0000-0001-1462-0830

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 Absract'ı izlemelidir.

Anahtar Kelimeler

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

EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

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

KATKI BELİRTME

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

DEĞİNİLECEK BELGELER

Metin İçinde Atıfların Yazılması

A. Yayında tek yazar varsa

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa: (Yazar1, Tarih) Ör: (Sönmez, 1996) Metin içinde yazılması gerekiyorsa: Yazar1 (Tarih) Ör: Sönmez (1996)

B. Yayında 2 yazar varsa

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa: (Yazar1 ve Yazar2, Tarih) Ör: (Merriman ve Frey, 1999) Metin içinde yazılması gerekiyorsa: Yazar1 ve Yazar2 (Tarih) Ör: Merriman ve Frey (1999)

C. Yayında 2'den fazla yazar varsa

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa: (Yazar1 vd., 1987) Ör: (Pettijohn vd., 1987) Metin içinde yazılması gerekiyorsa: Yazar1 vd. (1987) Ör: Pettijohn vd. (1987)

D. Arka arkaya birden fazla atıfta bulunulacaksa

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa: (Merriman ve Frey, 1999; Pettijohn vd., 1987; Sönmez, 1996) Metin içinde yazılması gerekiyorsa: Merriman ve Frey (1999), Pettijohn vd. (1987), Sönmez (1996)

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

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

Kaynakçada:

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

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

Metin içindeki atıflarda:

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

Kaynaklar Bölümü

Aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır

- Türkiye Jeoloji Bülteni'nde 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. Süreli yayınlar:

A.1. Süreli yayınların gösterilmesi:

- Yazar ad(lar)ı, (Tarih). Makalenin başlığı. *Süreli 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

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, strafied 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 adları). Yayınevi. (Orijinal yayın tarihi). Varsa DOI bilgisi veya internet erişim bilgisi
- Komatina, M. M. (2011). *Tıbbi Jeoloji: Jeolojik Ortamların İnsan Sağlığı Üzerindeki Etkileri* (Çev: Y. Örgün ve D. Bayrak). TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası (Orijinal yayın tarihi: 2001).

D. Kitapta Bölüm ise:

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

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

E. Raporlar ve Tezler:

E.1. Raporlar:

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

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

E.2. Tezler:

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

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

F. Kişisel Görüşme:

Sözbilir, H. (2005). *Personal communiciation*. Geological Engineering Department of Dokuz Eylül University, İzmir, Turkey.

G. İnternetten 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 CO3--yerine Ca(2+) ve CO3(2-) tercih edilmelidir. Metinde eşitliklere "eşitlik (1)" şeklinde atıfta bulunulmalıdır. Gerekiyorsa, 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 altı ve üstünde, ayrıca çizelgedeki başlıklar ile bunların altında listelenen rakamları ayırmak için kullanılmalıdır (Bunun için Dergi'nin önceki sayılarına bakılması önerilir). Çizelgelerde makalenin diğer kısımlarında verilen bilgi veya sonuçların (örneğin grafikler vb.) tekrar verilmemesine özen gösterilmelidir. Her çizelge ayrı sayfalara bastırılarak metnin sonunda (Kaynaklar dizininden sonra) sunulmalıdır. Çizelgelerdeki kısaltma ve simgeler daha küçük karakterlerle çizelgenin altında verilmelidir (örneğin: c: tek eksenli sıkışma dayanımı vd.).

Şekiller

Çizim, grafik ve fotoğraf gibi tüm şekiller yüksek kalitede basılmış olarak "Şekil" başlığı altında ve metin icinde anıldıkları sırayla numaralandırılarak verilmelidir. Sekil numaraları sayfanın sağ üst kösesine 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, sekil baslığını da icerecek bicimde 15.8 cm (genislik) x 22.5 cm (uzunluk) olmalıdır. Tüm sekillerin Dergi'nin tek veya çift kolonuna sığacak boyutlarda hazırlanması ve mümkünse daha çok tek kolona göre tasarımlanması 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 sekle 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 EDİTÖRLÜĞE GÖNDERİLMESİ

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

YAYIMA KABUL EDİLEN MAKALELERİN SUNUMU

Yazarlar, makalelerinin yayıma kabulü halinde, makalenin düzeltilmiş son halini DergiPark Sistemi üzerinden 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 olmadığının kontrolü için Başvurulacak Yazar'a gönderilir. Prova baskılarda yapılacak düzeltmeler yazım hataları ile sınırlı olup, yazarların makaleyi kabul edilmiş son halinden farklı duruma getirebilecek değişiklikler ve düzeltmeler yapması kabul edilemez. Prova baskılar, yazarlar tarafından alındıktan sonra en geç yedi 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'nde görev alan Editörler, Yayın Etiği Komitesi (Committee on Publication Ethics -COPE) tarafından "Code of Conduct and Best Practice Guidelines for Journal Editors" ve "Best Practice Guidelines for Journal Editors" başlıkları altında yayınlanan kılavuzlar kapsamında hazırlanan etik görev ve sorumluluklara sahiptir.

Editörler, derginin gelişimi ve yayınlanan çalışmaların kalitesini geliştirmeye yönelik süreçleri takip etmekle sorumludurlar.

Dergi Politikası:

Açık Erişim Politikası: *Türkiye Jeol. Bült.* 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. Bült.* 'nin 1947 yılından itibaren yayınlanan tüm sayıları gerek yayıncı kuruluş olan Jeoloji Mühendisleri Odası (JMO) tarafından basılı ve elektronik versiyonları ve TUBITAK - DergiPark tarafından ise elektronik versiyonları arşivlenmektedir.

Telif Hakkı Devri: JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bült.*, yayınlanacak makalelerin telif haklarının alınması için yazarlardan yazılı onay alır. İlgili yazar, dergiye sunulan makalenin yazarı/sahibi olduğunu ve kendisi ve diğer yazar(lar) adına telif hakkını JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bült.*'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. Bült.*'ne devretmelidir. JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bült.*'nin, ilgili makalenin tamamını veya bir kısmını dersler/ders notları, raporlar ve ders kitapları/basılı kitaplar gibi gelecekteki eserlerinde herhangi bir ödeme yapmadan kullanıma hakkı ve ilgili makalenin kendi kullanımı için kopyasını alma hakkı vardır. JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bült.*; ticari amaçlar dışında patent hakları gibi telif hakkı dışındaki tüm haklarını saklı tutar.

Makale sunumu: *Türkiye Jeol. Bült.*'ne değerlendirilmek üzere makale gönderecek yazar(lar), öncelikle DergiPark'a üye olmak zorundadır. Sorumlu yazar çalışmalarını (orijinal makale, derleme, vb) *Türkiye Jeol. Bült.*'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 araştırıcılar 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. Bült.* '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 taktirde 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 bulunduğunda 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 gerekliyse birden çok defa düzeltme talep edebilir. Değerlendirme sonucu, hakemlerden gelen görüşler, editör tarafından en geç 15 gün içerisinde incelenir. İnceleme sonucunda, editör makaleye ilişkin nihai kararını vererek yazara iletir. Ret kararı verilen makaleler arşivlenir.

Makale Geri Çekme: Değerlendirme aşamasındaki makalesini geri çekme isteğinde bulunan yazarların bu taleplerini DergiPark sistemi üzerinden dergi editörüne iletmesi gerekir. Yayın Kurulu, geri çekme başvurusunu inceleyerek en geç 15 gün içerisinde cevap verir. Yayın Kurulu tarafından başvurusu onaylanmayan makalenin yazar(lar)ı, makalelerini başka bir dergiye gönderemezler. Yazar(lar)ın yayınlanmış, erken görünüm veya değerlendirme aşamasındaki çalışmasıyla ilgili bir yanlış ya da hatayı fark etmesi durumunda, dergi editörüyle işbirliği yapma yükümlülüğü bulunmaktadır. Yazar(lar), bizzat kendilerine ait olmayan verileri kullanma hakkına sahip olduklarını, araştırma/analiz ile ilgili gerekli olabilecek izinleri gösteren belgelere sahip olmalıdır.

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

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

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

Ücret Politikası: *Türkiye Jeol. Bült.* 'nin yayıncı kuruluşu JMO'dır. JMO kar amacı gütmeyen bir Sivil Toplum Kuruluşudur. JMO ve/veya *Türkiye Jeol. Bült.* 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. *Türkiye Jeol. Bült.* reklam ve benzeri ticari kar amacı güden belge ve bilgileri yayınlamaz..



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 (January - April - August) every year.

The aim of the journal;

- Contributing to the provision of scientific communication on earth sciences in Turkey and in the international arena,
- To mediate the announcement of researches on earth sciences,
- To contribute to the national and international development of the professions of earth sciences,
- Contributing to the development of Geological Engineering education,
- To contribute to the efforts to develop Turkish as a scientific language.

Geological Bulletin of Turkey (*Geol. Bull. Turkey*) 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 medical geology, Precious & Semi-Precious Stones, 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. Select sessions at the Geological Congress of Turkey and other national and international meetings may later be published as special issues after reviewed publication processes.

INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

Preparation of Manuscripts

The language of the Geological Bulletin of Turkey is both Turkish and English. For manuscripts submitted in English "Genişletilmiş Özet", for manuscripts submitted in Turkish "Extended Summary" should be given. If the native language of the author(s) is not Turkish, the article can be published entirely in English. 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 https://dergipark.org.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 https://dergipark.org.tr/tjb, or www.jmo.org.tr must be signed by the corresponding author on behalf of all authors and must accompany all papers submitted. After a manuscript has been submitted, it is not possible for authors to be added or removed or for the order of authors to be changed. Manuscripts may be rejected without peer review by the editor-in-chief if they do not comply with the instructions for authors or if they are beyond the scope of the journal. After a manuscript has been accepted for publication, i.e. after referee-recommended revisions are complete, the author will not be permitted to make changes that constitute departures from the manuscript that was accepted by the editor. Before publication, the galley proofs are always sent to the authors for corrections. The use of someone else's ideas or words in their original form or changed without a proper citation is considered plagiarism and will not be tolerated.

Manuscripts should generally be structured as follows:

- (a) Title (English and Turkish)
- (b) Names of authors (bold and in capital), their affiliations (italic and lower-case) and the name and e-mail address of the corresponding author.
- (c) Abstract (English and Turkish)
- (d) Key words (English and Turkish)
- (e) Introduction (aim, content and methodology)
- (f) Main text (methods, material studied, descriptions, analyses etc.)
- (g) Results and Discussion or Conclusions and Recommendations
- (h) Extended Summary / Genişletilmiş Özet
- (i) Acknowledgements (if necessary)
- (j) References
- (k) Tables
- (l) List of figure captions
- (m) Figures
- (n) Plates (if any)

The various levels of headings used in the manuscript should be clearly differentiated. All headings should be in left-aligned. Major headings should be bold capitals. Secondary headings should be considered as sub-headings. Primary- and secondary-subheadings should be given in lower-case and tertiary headings in italics. Headings should not be preceded by numerals or letters. Manuscripts (abstract, main text, acknowledgements, references, appendices and figure captions) should be typed on A4 page 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 and lines numbered.

Examples for headings:

ABSTRACT INTRODUCTION PRIMARY HEADING Primary Sub-Heading Geological Bulletin of Turkey: Instructions for Contributors

Secondary sub-heading *Tertiary sub-heading* CONCLUSIONS & DISCUSSION *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. Hüsnü Hüsnüoğlu	MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etüdler Dairesi, 06520 Ankara e-mail: husnu56@mta.gov.tr ORCID Numaras1: 0000-0001-1462-0830

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

EXTENDED SUMMARY

The extended summary 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

<u>Parenthetical citations</u>: (Author, Year) e.g.: (Sönmez, 1996) <u>Narrative citations</u>: Author (Year) e.g.: Sönmez (1996)

B. If the article has two authors

<u>Parenthetical citations</u>: (Author1 & Author2, Year) e.g.: (Merriman & Frey, 1999) <u>Narrative citations</u>: Author1 and Author2 (Year) e.g.:Merriman and Frey (1999)

C. If the article has more than two authors

<u>Parenthetical citations</u>: (Author1 et al., Year) e.g.: (Pettijohn et al., 1987) <u>Narrative citations</u>: Author1 et al. (Year) e.g.: Pettijohn et al., (1987)

D. Citing Multiple Works

<u>Parenthetical citations</u>: (Merriman & Frey, 1999; Pettijohn et al., 1987; Sönmez, 1996) <u>Narrative citations</u>: 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. & Hüsnüoğlu, H. (2022a). Article 1. Full Name of Journal, Vol.(No), pages. DOI number (if available)
- Ahmetoğlu, A. & Hüsnüoğlu, H. (2022b). Article 2. Full Name of Journal, Vol.(No), pages. DOI number (if available)

Citations in the text:

Parenthetical citations: (Ahmetoğlu & Hüsnüoğlu, 2022a) Narrative citations: Ahmetoğlu & Hüsnüoğlu (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

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

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, strafied 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). *Tibbi 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 kütlesi içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi [Unpublished Msc Thesis]. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

F. Personal Communications:

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

G. Information Downloaded from the Internet

Name of the Organization, (Date). Web address, date of access to website.

KRDAE, (2020, 02, January). Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute Regional Earthquake-Tsunami Monitoring Center, http://www.gov.tr.

Turkish references can also be given directly in Turkish. For such references please use Turkish characters.

Mathematical Expressions

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

Subscripts and superscripts should be given clearly and written in smaller character (e.g. Id, x2). Instead of square-root symbol, an indice of 0.5 sholud 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 appearat 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 in docx format through website DergiPark Academics (dergipark. org.tr/tjb)

SUBMITTING ARTICLES ADMITTED TO PUBLICATION

In cases where authors' manuscripts are admitted to publication, authors should upload revised final copies of their manuscripts to 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 seven 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.

ETHİCAL PRINCIPLES AND PUBLICATION POLICY

Editors and reviewers of the *Geol. Bul. Turkey*, the ethical task prepared by the Committee on Publication Ethics (COPE) under the headings of "Code of Conduct and Best Practice Guidelines for Journal Editors" and "Best Practice Guidelines for Journal Editors" and has responsibilities.

Editors are responsible for monitoring the progress of the journal and the processes aimed at improving the quality of published work.

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. CGE is a non-profit Non-Governmental Organization. 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. *Geol. Bull. Turkey* does not publish advertisements or similar commercial profit-oriented documents and information.

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: Authors who want to withdraw their article under evaluation should convey their request to the journal editor via the DergiPark system. The Editorial Board reviews the withdrawal application and responds within 15 days. The author(s) of the manuscript whose application is not approved by the Editorial Board cannot 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

Mayıs 2025 Cilt 68 Özel Sayı May 2025 Volume 68 Special Issue

Yücel Yılmaz, Ömer Feyzi Gürer, Erdinç Yiğitbaş 2023 Kahramanmaraş Deprem Fayları üzerinde Gözlemler ve Değerlendirmeler Field Data and Some Thoughts on the 2023 Kahramanmaraş Earthquakes Faults	1
Elif Akgün, Mustafa Softa, Serap Çolak Erol, Ercan Aksoy, Serkan Gürgöze, Fikret Koçbulut, Hasan Sözbilir, Orhan Tatar 6 Şubat 2023 Kahramanmaraş Pazarcık (Mw: 7,7) depremi ışığında Doğu Anadolu Fay Zonu Erkenek Segmentinin Kinematik Analizi The Kinematics of Active Crustal Deformation in the Erkenek Segment of the Eastern Anatolian Fault Zone Using Comprehensive Surface Rupture Analysis from the February 6, 2023 Earthquake (Mw 7.7)	. 35
Cahit Helvacı Geology, mineralogy and depositional setting of the Beypazarı Trona (Natural Soda) Deposit (Ankara, Türkiye) Beypazarı Trona (Doğal Soda) Sahasının Jeolojisi, Mineralojisi ve Depolanma Ortamı, Ankara, Türkiye	. 69
Cahit Helvacı, Murat Hatipoğlu, Daniele Passeri, Neşat Konak, Eyyüp Hikmet Kınacı The Origin of Oltu Stone (Turbostratic Carbon) from the Olur-Tortum Area: A Natural Composite Carbonaceous Material (Erzurum, Türkiye) Olur-Tortum Bölgesindeki Oltu Taşının (Turbostratik Karbon) Kökeni: Karbonlu Doğal Bir Kompozit Malzeme, Erzurum, Türkiye	.85
Fuzuli Yağmurlu Antalya-Çıralı (GB-Anadolu) Yöresinde Bulunan Doğalgaz Emarelerinin Kökeni ve Doğu Akdeniz Bölgesinin Jeolojik Yapısı İçindeki Konumu ve Önemi The Origin of Natural Gas Seeps in the Antalya-Çıralı Region (SW-Anatolia) and Their Location and Importance Within the Geological Setting of the Eastern Mediterranean Region	109
Ekin Kıran, Cem Kıncal Mansuroğlu Mahallesi (Bayraklı-İzmir) Alüvyonel Zeminlerin Sıvılaşma Potansiyeli Liquefaction Potential of Alluvial Soils in Mansuroglu District (Bayrakli-Izmir)1	131
Mehmet Özkul, Arzu Gül, Barış Semiz, Tamer Koralay, Savaş Topal, Ali Gökgöz, Hülya Özen, Hüseyin Erten, Mete Hançer, Halil Kumsar1 Denizli İlinin (GB Türkiye) Jeoçeşitliliği ve Önemli Jeositleri Geodiversity and Significant Geosites of the Denizli Province (SW Türkiye)1	145
Çetin Yeşilova, Bilal Aranlı Gölsel Seviye Değişimleri ve Volkanizmanın, Eşzamanlı Oluşan Traverten ve Tufalar Üzerine etkileri; Heybeli Traverten ve Tufaları (Adilcevaz, Bitlis) Effects of lacustrine level changes and volcanism on synchronously-formed travertines and tufas; Heybeli travertines and tufas (Adilcevaz, Bitlis)	189
Çetin Yeşilova, Şükriye Başak Yeğen Tazekent (Diyadin, Ağrı) Travertenlerinin Oluşum Koşulları ve İlk İlklimsel Kanıtları Formation Conditions of Tazekent (Diyadin, Ağrı) Travertines and First Climatic Evidence	209

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 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