

# TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Ağustos 2023 Cilt 66 Sayı 3  
*August 2023 Volume 66 Issue 3*

ISSN 1016-9164



**TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI**  
*Chamber of Geological Engineers of Turkey*

TMMOB  
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI  
Chamber of Geological Engineers of Turkey

**YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD**

|                       |   |
|-----------------------|---|
| Hüseyin ALAN          | Başkan / President  |
| M. Emre KIBRIS        | İkinci Başkan / Vice President                                |
| Buket YARARBAŞ ECEMİŞ | Yazman / Secretary  |
| Seçkin GÜLBUDAK       | Sayman / Treasurer  |
| Hüseyin AKKUŞ         | Mesleki Uygulamalar Üyesi / Member of Professional Activities |
| Özgür DEĞİRMENCİ      | Sosyal İlişkiler Üyesi / Member of Social Affairs             |
| İşık Şener AYDEMİR    | Yayın Üyesi / Member of Publication                           |

**TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ**  
*Geological Bulletin of Turkey*

**Yayın Kurulu / Publication Board**

**Editör / Editor**  
Erdoğan YİĞİTBAŞ  
eyigitbas@comu.edu.tr

**Yardımcı Editörler / Associate Editors**

Mustafa AVCIOĞLU  
m\_avcioglu@comu.edu.tr

İsmail Onur TUNÇ  
onurtunc@comu.edu.tr

**İngilizce Editörleri / English Editors**

Catherine YİĞİT

Graham Howard LEE

**Editör Kurulu / Editorial Board**

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

**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: www.jmo.org.tr

**Yayın Türü**

: Yaygın Süreli Yayın

**Yayının Şekli / Frequency**

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

**Yayın Sahibi**

: TMMOB JMO Adına Hüseyin ALAN

**Sorumlu Yazı İşleri Müdürü**

: Hüseyin ALAN

**Yayının İdari Adresi**

: Hatay 2 Sokak No: 21 Kocatepe / Ankara Tel: 0 312 432 30 85 Faks: 0 312 434 23 88

**Baskı (Printed by)**

: ERS Matbaacılık Kazım Karabekir Cad. Altıntop İşhanı No: 87/7 İskitler / Ankara Tel: 0 312 384 54 88

**Baskı Tarihi**

: Ağustos 2023

**Baskı Adedi**

: 500

**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: www.jmo.org.tr



# TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

**Ağustos 2023 Cilt 66 Sayı 3**  
**August 2023 Volume 66 Issue 3**

## İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Yücel Yılmaz, Ömer Feyzi Gürer, Yücel Erbay**  
**Batı Anadolu Grabenlerinin Gelişim Süreci İçinde Selçuk Grabeni'nin Morfotektonik Evrimi**  
*Morphotectonic Evolution of Selçuk Graben in Development Process of Western Anatolian Grabens .....275*
- Fatih Şen**  
**Geological and Geochemical Characteristics of Late Ordovician Volcanic Levels of the Gözdağ Formation in the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit (NW Turkey): Implications for Global Events During the Ordovician**  
*İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'ndeki Gözdağ Formasyonu'nun Üst Ordovisiyen Yaşlı Volkanik Seviyelerinin Jeolojik ve Jeokimyasal Özellikleri (KB Türkiye): Ordovisiyen Sırasındaki Küresel Olaylar İçin Çıkarımlar.....325*
- Fikret Göktaş, Serdar Mayda**  
**Mordoğan Bölgesinin Neojen Jeolojisi ve Stratigrafik Korelasyonu, Karaburun Yarımadası, Batı Anadolu**  
*Neogene Geology and Stratigraphic Correlation of Mordoğan Region, Karaburun Peninsula, Western Anatolia.....351*
- Savaş Sarialtun, Mahmut Aydın, Mustafa Avcioğlu**  
**Geochemical and Mineralogical Analyses of Basalt Fragments from the Neolithic Settlement of Sumaki Höyük (Batman, Turkey) to Determine the Source Area**  
*Sumaki Höyük (Batman, Türkiye) Neolitik Yerleşiminde Kullanılan Bazalt Parçalarının Jeokimyasal ve Mineralojik Analizlerle Kaynak Alanının Belirlenmesi .....381*
- Nizamettin Kazancı, Gülin Gençoğlu Korkmaz**  
**Konya İlinin Doğal Varlıkları ve Jeolojik Miras Potansiyeli**  
*Natural Assets and Geological Heritage Potential of Konya Province .....403*
- Seda Sakar, Hidayet Tağa, Fikret Zorlu**  
**Jeolojik ve Jeomorfolojik Yapının 1999 Depremleri Sonrası Adapazarı Kent Dokusunun Oluşumundaki Etkisi**  
*The Effect of Geological and Geomorphological Structure on the Formation of Adapazarı Urban Fabric after the 1999 Earthquakes .....421*

66. Cilde katkı sağlayanlar / Reviewers contributed to the 66<sup>th</sup> Volume:

Alaaddin VURAL, Ali OZAN, Alican ÖZTÜRK, Alp ÜNAL, Alper BABA, Atike NAZİK, Ayşe ORHAN, Barış SEMİZ, Bülent ÖZMEN, Carla PATINHA, Çetin YEŞİLOVA, Darko SPAHIĆ, Emin ÇİFTÇİ, Ercan AKSOY, Ercan ALDANMAZ, Erkan FİDAN, Gönenç GÖÇMENGİL, Hasan SÖZBİLİR, Hülya İNANER, Hüseyin TUROĞLU, Hüseyin YALÇIN, Ivan ZAGORCHEV, İsmail KOÇAK, Mehmet Cihat ALÇİÇEK, Murat ÇİFLİKLİ, Murat GÜL, Musa ULUDAĞ, Nizamettin KAZANCI, Ömer BOZKAYA, Ömer Feyzi GÜRER, Raif KANDEMİR, Selman AYDOĞAN, Semih GÜRSU, Sinan AKISKA, Süha ÖZDEN, Tanju KAYA, Yalçın ERSOY, Yener EYÜBOĞLU, Yıldırım GÜNGÖR, Yurdal GENÇ, Yusuf URAS, Yüksel ÖRGÜN TUTAY

### 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**



**Batı Anadolu Grabenlerinin Gelişim Süreci İçinde  
Selçuk Grabeni'nin Morfotektonik Evrimi**

*Morphotectonic Evolution of Selçuk Graben in Development Process of Western Anatolian Grabens*

**Yücel Yılmaz<sup>1</sup> , Ömer Feyzi Gürer<sup>2\*</sup> , Yücel Erbay<sup>3</sup> **

<sup>1</sup> Kadir Has Üniversitesi, Cibali Mah. Kadir Has Cad. 34083 Fatih, İstanbul

<sup>2</sup> Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

<sup>3</sup> NIK System, NIK Insaat Ticaret Ltd. Co, Ortaklar Cd. No.27 D.6 Mecidiyeköy, İstanbul, 34394

• Geliş/Received: 04.07.2022 • Düzeltmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 07.10.2022 • Kabul/Accepted: 08.01.2023  
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 22.06.2023 • Baskı/Printed: 20.08.2023

*Araştırma Makalesi/Research Article*

*Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Küçük Menderes Grabeni'nin batı ucunda yer alan ancak ondan sol yönlü doğrultu atımlı faylarla kesilip güneybatıya atılmış olan grabene bu çalışmada Selçuk Grabeni adı verilmiştir. Çünkü bu graben ana grabenden ileri evrelerde önemli farklılıklar geçirmiştir. Grabeni sınırlayan horstlarda metamorfik temel kayaları mostra vermektedir. Dolgusu ise Küçük Menderes Nehri'nin alüvyonundan oluşmaktadır. Selçuk Grabeni asimetrik bir grabendir. Güney kanat morfolojik nitelikleriyle belirgin ve aktif kenardır. Normal faylar bu kanatta birkaç fay basamağı halindedir. Kuzey kanat, aktif kenarı oluşturan kürek biçimli ana fayın tavan blokunda gelişmiş, antitetik faylar olarak yorumlanabilir. Grabeni az çok uzanımına verev birçok doğrultu atımlı fay kesmiştir. Genç yapısal ögeler graben ve yakın çevrenin morfolojisindeki izleriyle tanınmaktadır. Batı Anadolu'nun morfotektonik gelişim süreci içinde Selçuk Grabeni en geç gelişen grabenlerdendir. Küçük Menderes Grabeni, üzerinde yer aldığı horstun, Kuvaterner'de önce yükselip daha sonra çökmesi döneminde açılmıştır. Bu dönemde Selçuk Grabeni ana grabenin batıdaki uzanımında yer almıştır. Daha sonra özellikle sahil bölgelerinin morfotektoniğini büyük ölçüde değiştiren KKB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylar ve bunlarla eşzamanlı fay çiftlerinin gelişmesiyle Küçük Menderes Grabeni'nden ayrılarak güneybatı yönünde ötelenmiş ve Küçük Menderes'le olan doğrudan bağlantısı kopmuştur. Geç Kuvaterner'de gelişmiş olan bu evreden sonra gelişimini bağımsız bir graben olarak sürdürmektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Batı Anadolu Grabenleri, Küçük Menderes Grabeni, Morfotektonik evrim, Selçuk Grabeni.

**Abstract:** The Selçuk Graben is the name given to the young graben developed in the western tip of the Küçük Menderes graben. It was a part of the main graben until a strike-slip fault zone cut and displaced it to the southwest during late Quaternary. From this time onward, it has had a semi-independent evolution. In the horsts bordering the graben, metamorphic basement rocks crop out. The fill of the graben consists of alluvium from the Küçük Menderes River. The Selçuk Graben is an asymmetrical graben. The bordering southern horst is more prominent than the northern one, where the normal faults form clear fault steps. Morphologically, the less distinct northern faults may thus be interpreted as antithetic faults, which have developed on the hanging wall of the major listric normal faults of the southern horst. The graben and the bordering horst were cut and displaced by several young strike-slip faults, which have made clear imprints in the morphology, including linear ridges, offset streams, etc. In the development sequence of Western Anatolian grabens, the Selçuk Graben is one of the latest ones. The Küçük Menderes Graben was opened earlier, during the Quaternary. It was located on the horst separating the Büyük Menderes and Gediz grabens in this period. The elevated horst then collapsed. The Selçuk Graben was situated at the western end of the Küçük Menderes Graben during this period. Later, with the development of NW trending left-lateral strike-slip faults,

together with conjugated faults along the coastal region of western Anatolia, the Selçuk Graben was separated from the Küçük Menderes Graben and has since evolved semi-independently.

**Keywords:** Küçük Menderes Graben, morphotectonic evolution, Selçuk Graben, Western Anatolian grabens.

## GİRİŞ

Selçuk grabeni adı, bu çalışmada Küçük Menderes Grabeni'nin batı ucunda yer alan, denize doğru genişleyen ve ortasında Selçuk ilçesinin bulunduğu küçük grabene verilmiştir (Şekil 1). Antik Efes kenti bu çukurda yer almaktadır. Küçük Menderes Nehri'nin (tarihi Kaystros ya da Astarpa) getirdiği alüvyonla tarihsel dönemde

hızla dolarak denizden giderek uzaklaşan bu antik kent (Passchier vd., 2013; Kraft vd., 2007; Ergin vd., 2007; Brückner, 2019) bölgede tektonik etkinliğin ne denli aktif olduğunu, horstların ne denli hızlı yükselip aşındırıldığı ve taşınan alüviyal malzemenin giderek artan miktarı hakkında fikir vermektedir. Çok önemli ve ayrı bir disiplin olan bölge arkeojeolojisi bu çalışmanın ölçeği ve amacı dışındadır.



**Şekil 1.** Orta Batı Anadolu'nun Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) perspektif görünümü. AW3D-30 verilerinden Global Mapper yazılımı kullanılarak hazırlanmıştır. Açık sarı alanlar D-B uzanımlı Kuvaterner grabenlerinden sonra gelişmiş olan genç graben alanlarını, açık beyaz alanlar ise Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı aşınma düzlüklerinin horst sırtlarında korunmuş kalıntıları göstermektedir. Sarı çizgilerle sınırlı alanlar Erken-Orta Miyosen yaşlı grabenlerin yaklaşık konumlarını göstermektedir. Kısaltmalar; A-GG; Alayşehir - Gediz Grabeni, AG: Akhisar



Grabeni, GG; Gördes Grabeni, DG; Demirci Grabeni, SG; Selendi Grabeni, UG; Uşak grabeni, KG; Kemalpaşa Grabeni, YG; Yeniköy Grabeni, EG; Evrenli grabeni, SmG; Simav Grabeni, KMG; Küçük Menderes Grabeni, BMG; Büyük Menderes Grabeni, SöG; Söke Grabeni. SçG; Selçuk Grabeni.

**Figure 1.** Digital Elevation Model (DEM) perspective view of Central Western Anatolia, prepared from AW3D-30 data using Global Mapper software. The light-yellow areas show the young graben areas developed after the E-W trending Quaternary grabens, and the light-white areas show the preserved remains on the horst ridges of the Late Miocene-Early Pliocene erosional plains. Areas bounded by yellow lines indicate the approximate location of the Early-Middle Miocene grabens. Abbreviations: A-GG; Alaşehir-Gediz Graben, AG; Akhisar Graben, GG; Gördes Graben, DG; Demirci Graben, SG; Selendi Graben, UG; Uşak graben, KG; Kemalpaşa Graben, YG; Yeniköy Graben, EG; Evrenli graben, SmG; Simav Graben, KMG; Küçük Menderes Graben, BMG; Büyük Menderes Graben, SöG; Söke Graben. SCG; Selçuk Graben.

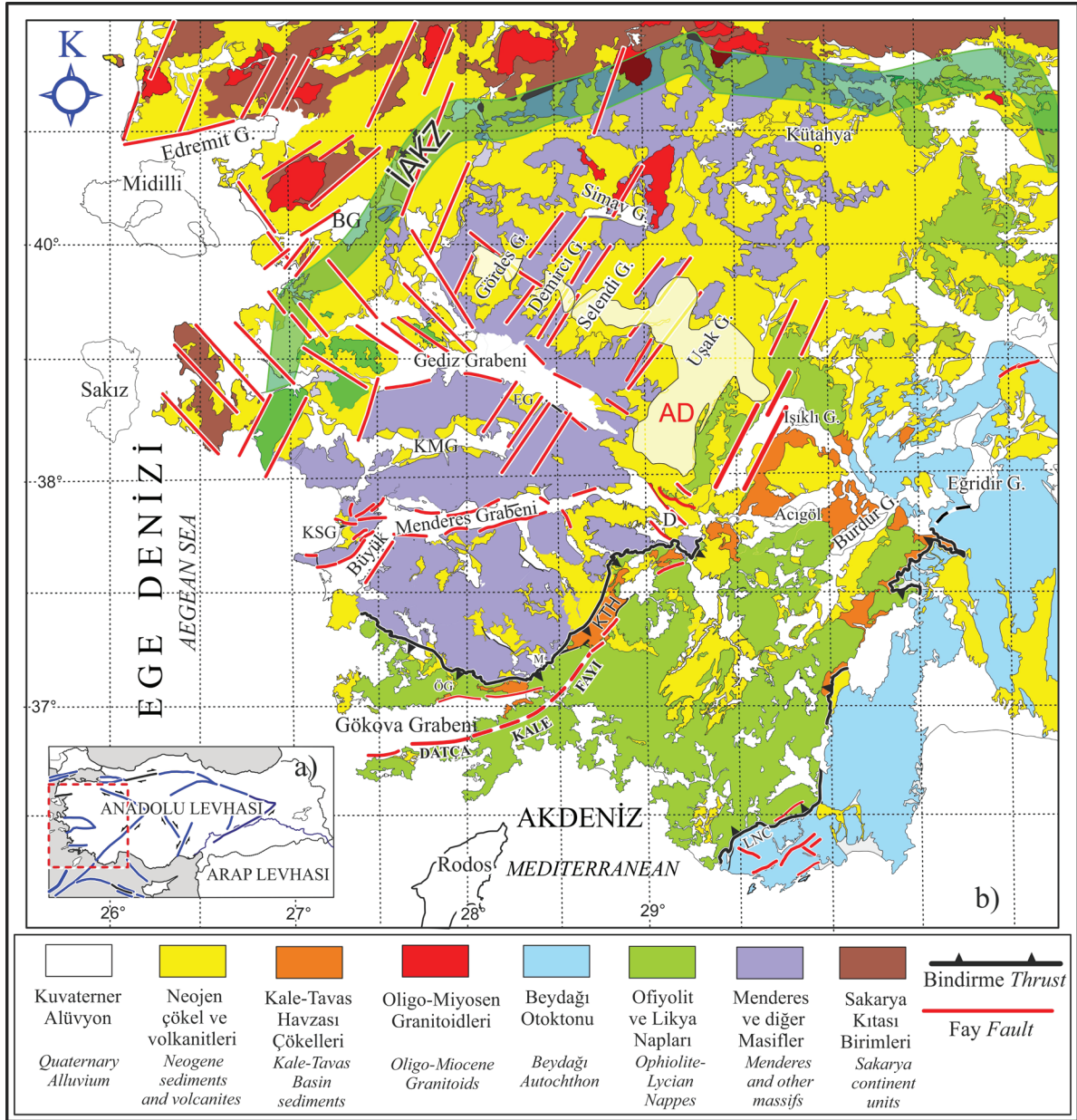
Selçuk Grabeni, Küçük Menderes Grabeni'nin batı ucunda yer almasına rağmen ondan önemli farklılıklar göstermektedir (Şekil 2). Yöre jeolojisinin ana hatları önceki yayınlarda tanıtılmıştır (Başarı, 1981; Çakmakoğlu, 1985, 1987, 1990, 2005, 2007; Göktaş, 1998; Konak, 2002; Sümer vd., 2013). Bu incelemeler bölgenin yalın sayılabilecek bir jeolojisi olduğunu göstermektedir. Bununla beraber, Selçuk Grabeni, Batı Anadolu'nun en büyük iki grabeni olan Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin batıda birbirlerine yaklaştığı ve onları ayıran büyük dom (horst) ekseninin batıya doğru daldığı bir konumda yer almaktadır (Şekil 1, 2, 3 ve 4). Selçuk Grabeni'nin büyük grabenlerle, onların eksenlerine verev uzanan faylar aracılığıyla da bağlantılı olduğu görülmektedir (Şekil 1). Bir diğer söyleyişle bu bölgenin büyük horst-graben sisteminin oluşumundan etkilendiği anlaşılmaktadır. Bütün bunlar Selçuk Grabeni'nin gelişmesi ve evrimi konusunun bir tümünden gelim yaklaşımı içinde ele alınmasını gerekli kılmaktadır.

Batı Anadolu jeolojisinin farklı konuları üzerinde çok sayıda yayın yapılmıştır. Son dönemdeki yayınlar magma kayalarının kimyasal-izotop bileşimleri ve kökenleri üzerinde ya da bölgenin yükselme hızı ile sıyrılma faylarından derlenen örneklerin yaşlandırılması veya levha hareket hızları gibi konularda odaklandığı görülmektedir (Gessner vd., 2001; van Hinsbergen 2010; van Hinsbergen vd., 2010; Hetzel vd., 2013; Heineke vd., 2019; Wölfler vd., 2017; Etzel vd., 2020). Grabenlerin belirli bir kesiminin ayrıntılı haritalanmasına dayandırılan (örng; Göktaş, 1998, 2019; Çakmakoğlu, 2005, 2007) ya da tümünü ele alan çalışma sayısı ise azdır (Yılmaz vd., 2000; Alçiçek, 2010; Ersoy vd., 2014; Alçiçek vd., 2019; Yılmaz ve Gürer, 2023). Bu nedenle önceki çalışmaların çoğunluğu, jeolojinin ana sorunları ve bunların cevapları konusunda söylenegelenleri, doğruluklarını yeterince test etmeden aktarmakla yetinmiştir.

Açıklanan nedenle bu yazının ana amacı, Selçuk Grabeni'ni, Batı Anadolu grabenlerinin gelişmeleri çerçevesinde ele alarak incelemek, Batı Anadolu grabenlerinin oluşmalarının hangi aşamasında, hangi nedenlere bağlı olarak, ne zaman geliştiği konularını tartışmaktır. Morfotektonik unsurların incelenmesi aracılığıyla grabenlerin oluşumu konusu daha önce ele alınmamış olduğundan yazımızda öncelikle jeomorfolojik, yapısal ve jeolojik veriler sıralanacak ve ardından bunların anlamları irdelenecektir.

## STRATİGRAFI

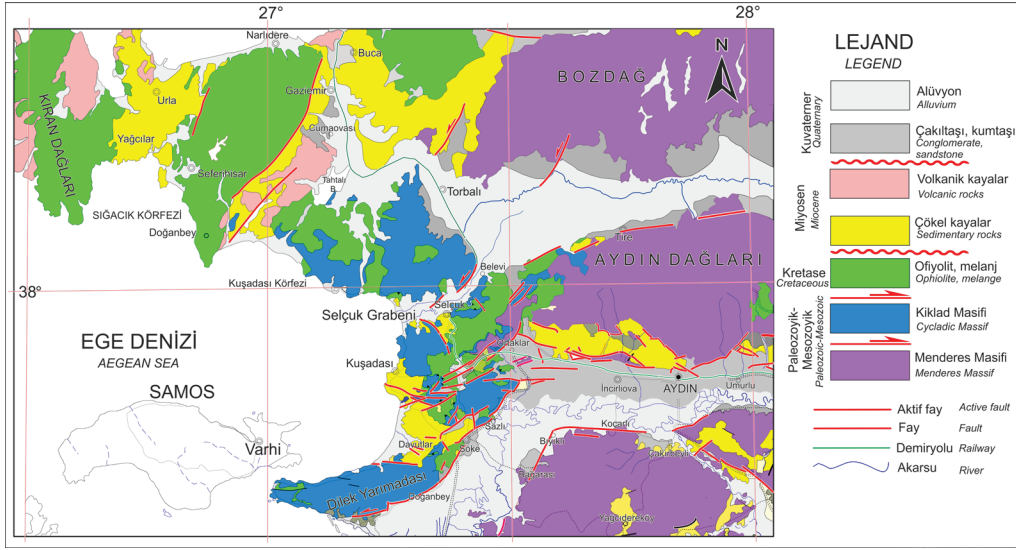
Batı Anadolu'nun graben-horst yapılarının egemen olduğu orta kesiminde, birbirlerinden oluşum ortamları ve deformasyon örnekleri farklı, uyumsuzlukla ayrılan dört litostratigrafik kaya grubu vardır (Şekil 5).



**Şekil 2.** Batı Anadolu'nun jeoloji haritası (Konak, 2002 ve Konak ve Şenel 2002'den sadeleştirilerek alınmıştır). AD ile gösterilen açık sarı alan Alt-Orta Miyosen yaşlı KKD doğrultulu graben ve horst sınırlarını örten Üst Miyosen gölsel kireçtaşlarının mostralarının ve üzerinde gelişmiş olan aşınma düzlüğünün dağılımını göstermektedir (AD). D; Denizli, M; Muğla, EG; Evrenli Grabeni, KSG; Kuşadası-Söke Grabeni, ÖG; Ören Grabeni, BG; Bakırçay Grabeni, KMG; Küçük Menderes Grabeni, İAKZ; İzmir-Ankara Kenet Zonu, LNC: Likya Nap Cephesi.

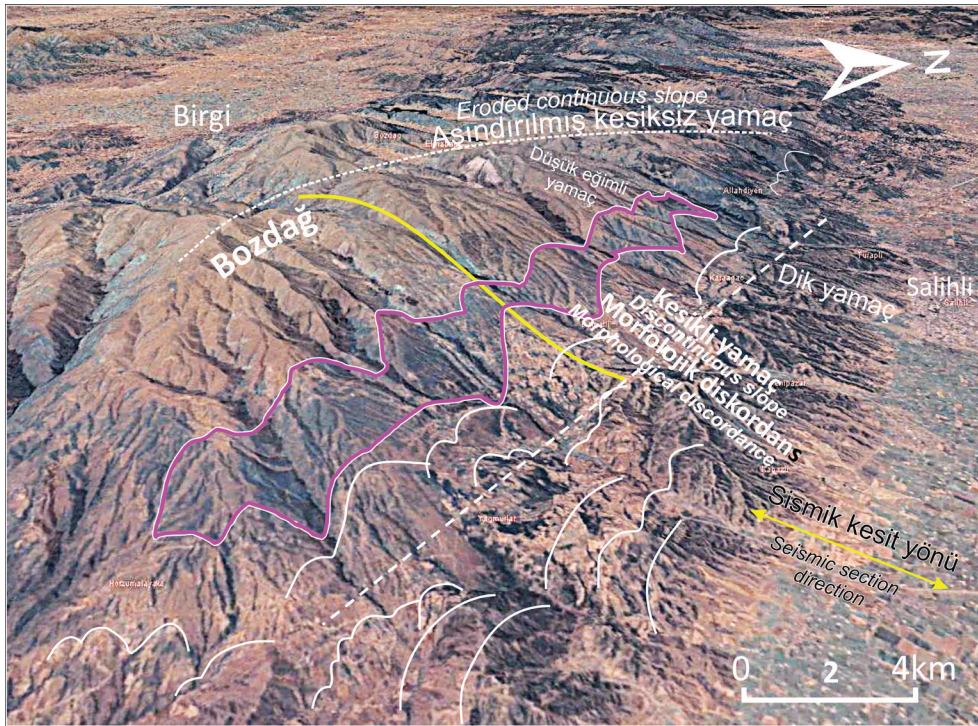
**Figure 2.** Geological map of Western Anatolia (simplified from Konak, 2002 and Konak and Şenel, 2002). The light-yellow area indicated by AD shows the distribution of the outcrops of the Upper Miocene lacustrine limestones and the erosional plain overlying the Lower-Middle Miocene aged NNE trending graben and horst boundaries (AD). Abbreviations: D; Denizli, M; Muğla, EG; Evrenli Graben, KSG; Kuşadası-Söke Graben, ÖG; Ören Graben, BG; Bakırçay Graben, KMG; Küçük Menderes Graben, İAKZ; (IASZ); İzmir-Ankara Suture Zone, LNC; (LNF): Lycian Nap Front.





Şekil 3. Selçuk Grabeni ve çevresinin jeoloji haritası (Konak, 2002 ve Konak ve Şenel, 2002'den sadeleştirilerek alınmıştır).

Figure 3. Geological map of Selçuk Graben and its surroundings (simplified from Konak, 2002 and Konak and Şenel, 2002).



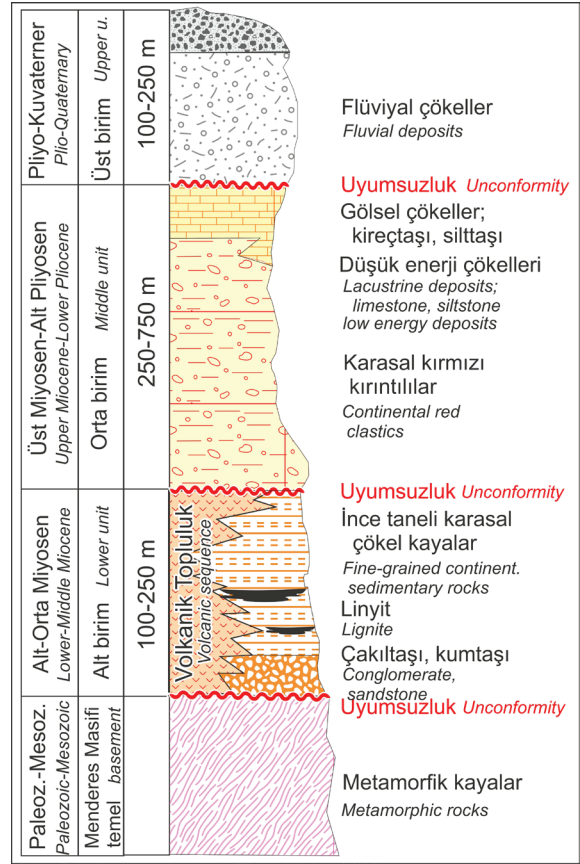
Şekil 4. Bozdağ Horstu'nun (Domunun) Google görüntüsü. Beyaz çerçeveli mor çizginin sınırladığı alan cilalı fay düzlemi ile kendini belli eden sıyrılma fayının yüzleklerini göstermektedir. Sıyrılma fayının fay düzlemi kuzeyde yer alan Gediz-Alaşehir Grabeni'ne doğru S harfi yaparak (sarı çizgi) kıvrılmaktadır. Bu yapının oluşumu, sıyrılma fayı



ilk konumda yüksek açıyla, fayın örtüsünün tektonik aşınması döneminde taban blokunu terk ederek geriye doğru eğilmesinin sonucu (rolling hinge) olarak açıklanmaktadır. Fay düzlemi horstun tepesinde yatay konumdadır (Şekil 16). Beyaz çizgiler Gediz-Alaşehir Grabeni'ni açan normal faylardır. Beyaz kesikli çizgi genç normal fayların geliştirdiği yamaç açısındaki ani dikleşmenin sınırını göstermektedir. Horst tepesinden bu bölgeye kadar olan düşük açılı yamaç vadiye doğru dikleşerek belirgin bir morfolojik diskordans sergilemektedir. Bu kesimden daha kuzeyde pek çok yüksek açılı normal fay tanınmaktadır. Bu faylar sıyrılma fayını kesmektedir. Sıyrılma fayının mostraları düşmüş bloklarda izlenmektedir (Şekil 15). Bu nedenle bu genç fayların, sıyrılma fayı tavan blokunda kayma ile gelişmiş Riedel faylarından olmadıkları söylenebilir. Özellikle grabenin enine kesitini gösteren sismik kesitler bu genç fayların sıyrılma fayını kestiğini ve kilometrelerce düşey atımla yer değiştirdiğini göstermektedir (Çiftçi ve Bozkurt, 2009a, b, 2010). Domun doruk çizgisi batı ve doğuya doğru tatlı eğimlerle dalmakta kuzeye doğru ise ani kesikliklerle uzanmaktadır. Horstun tepesindeki düzlükler bölgesel aşınma düzleminin kalıntılarıdır.

**Figure 4.** Google image of Bozdağ Horst (Dome). The area bounded by the white-framed purple line shows the outcrops of the detachment fault, which is evident by the polished fault plane. The fault plane of the detachment fault bends towards the Gediz-Alaşehir Graben in the north, making the letter S (yellow line). The formation of this structure is explained as the result of the detachment fault leaving the base block and bending backwards (rolling hinge) during the tectonic erosion of the fault cover while it is the high angle in the first position. The fault plane is horizontal at the top of the horst (Figure 16). The white lines are normal faults opening the Gediz-Alaşehir Graben. The white dashed line shows the boundary of the sudden steepening in the slope angle developed by the young normal faults. The low angled slope from Horst hill to this region steepens towards the valley and exhibits a morphological discordance of the exhibits. Many high-angle normal faults are recognized further north from this section. These faults cut the detachment fault. The outcrops of the detachment fault are observed in the fallen blocks (Figure 15). For this reason, it can be said that these young faults are not Riedel faults developed by sliding in the detachment fault hanging wall block. The seismic sections showing the cross-section of the graben especially show that these young faults cut the

detachment fault and were replaced by kilometers of vertical slip (Çiftçi and Bozkurt, 2009a, b 2010a, b). The summit line of the dome dives towards the west and east with gentle slopes and extends towards the north with sudden interruptions. The plains at the top of the horst are the remnants of the regional erosional plane.



**Şekil 5.** Batı Anadolu'nun genelleştirilmiş stratigrafi sütun kesiti (İztan ve Yazman, 1990; Yılmaz vd., 2000'den değiştirilerek).

**Figure 5.** Generalized stratigraphic column section of Western Anatolia (İztan and Yazman 1990; modified from Yılmaz et al. 2000).

Bunlar; 1- Bölgenin temelini oluşturan Menderes Masifi'nin metamorfik kayaları (Menderes Masifi'ni oluşturan kaya grupları, bunların yaşı ve dizimleri ve ilgili kaynaklar için; Bozkurt ve Oberhansli (2001), Candan vd. (2011a ve b) ve Yılmaz (2017b)).

Menderes Masifi, Pan-Afrikan yaşlı (550-520 my) bir metamorfik çekirdek ile onun örtü metamorfik kayalarından oluşmaktadır (Candan vd., 2011a ve b). Yaşlı çekirdek yer yer gözlü-ortognays, meta granit, meta gabro ve kalık eklojit parçalarını içermektedir. Örtü metamorfik toplulukta ise iki birim ayırt edilmektedir. Altta şist ve fillatlardan oluşan Paleozoyik yaşlı ileri dereceli metamorfik bir kaya topluluğu yer almaktadır. Onu, mermer ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan Mesozoyik yaşlı bir istif örtmektedir (ilgili kaynaklar için; Candan vd., 2011a ve b). Mermer örtü bölgenin kuzey ve orta kesimlerinde dar alanlarda görülür ve kalınlığı incedir (<300m). Güney alanlarda ise çok yaygın ve kalındır (>500m) (Yılmaz, 2017b). Menderes Masifinin metamorfik kayaları üzerine tektonik olarak ofiyolit napları yerleşmiştir. İçlerinde yüksek basınç metamorfizması sergileyen metaofiyolitler de vardır. Naplar kuzeyden güneye Geç Kretase, Orta Eosen ve Oligosen dönemlerinde ilerlemiş, hem kendilerinin hem de altlarındaki Menderes Masifi kayalarının önemli biçim değişimine neden olmuştur (Menderes Masifin yapısal iç düzenlenmesi için; Yılmaz, 2017b).

Menderes Masifi'nin çökel örtüsü karasal ortamda, Erken Miyosen'den günümüze kadarki geniş zaman aralığında oluşmuş, farklı türden kaya gruplarıyla temsil edilir. Bunların tümünün üst üste görüldüğü tek bir yöre yok denecek kadar azdır (MTA, 1/500.000 ölçekli Denizli, İzmir ve İstanbul paftalarına bakınız). Bu veri tek başına Batı Anadolu morfoloji ve morfotektoniğinin son 20-15 milyon yıllık süre içinde önemli değişimler geçirdiğini ve çökel depolanma alanlarının konum ve uzanımlarının yer değiştirdiğinin kanıtıdır. İstifte açısız diskordanslarla birbirlerinden ayrılan başlıca üç çökel kaya grubu ayırt edilmektedir (Şekil 5) (Yılmaz vd., 2000; Bozcu, 2010; Alçıçek, 2010; Ersoy vd., 2010, 2014; Alçıçek vd., 2013; Uzel vd., 2017, 2020).

2-Alt birim; altta, Alt-Orta Miyosen yaşlı bir çökel topluluk ile onlarla eşzamanlı gelişmiş olan

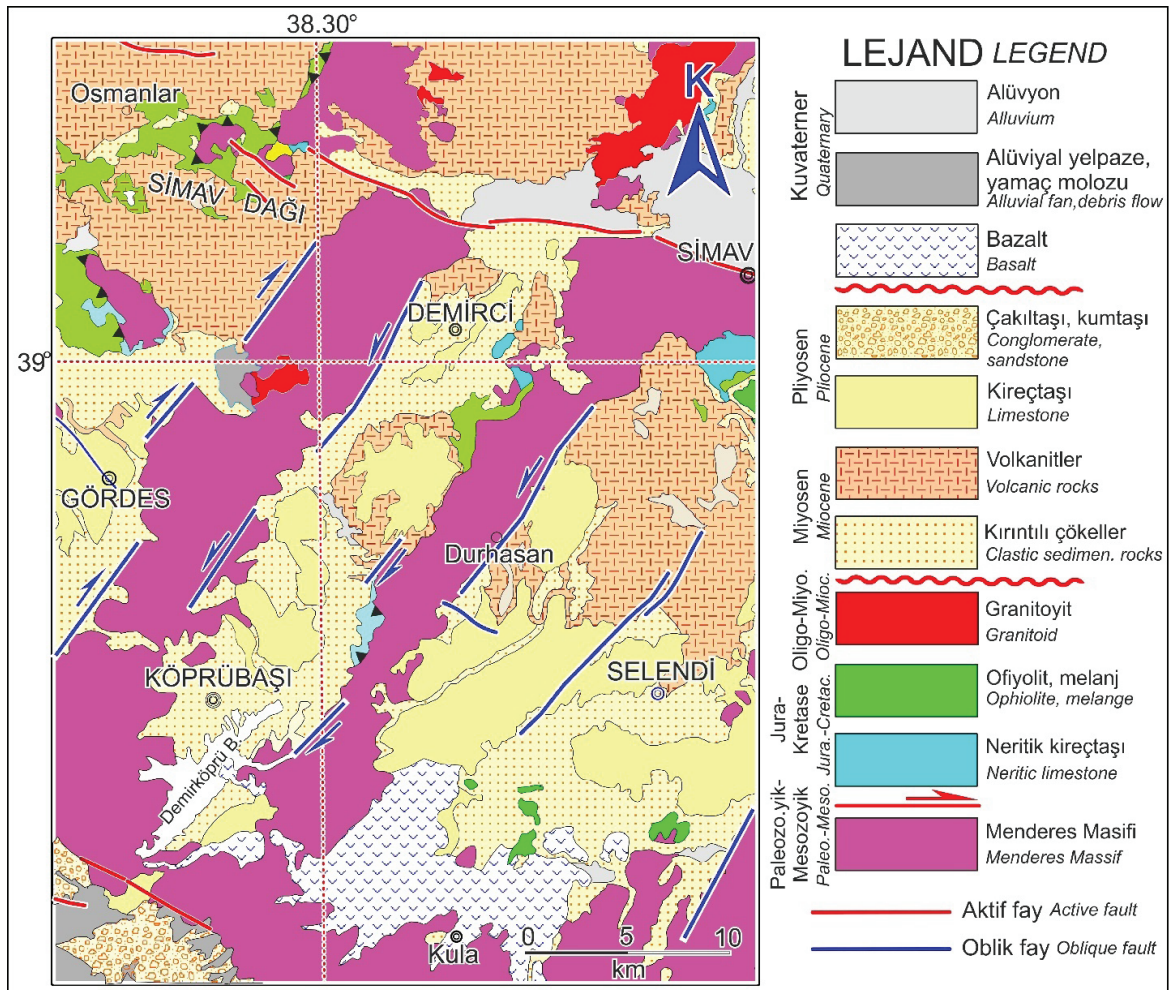
(ardalı ya da girik) volkanik kayalar yer alırlar. Volkanik toplulukta, ortaç ve felsik bileşimli lav ve piroklastik kayalar egemendir. Bunlardan, kuzeyden güneye gençleşen, 26-11 my aralığında yaşlar derlenmiştir (Yılmaz vd., 2000; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Ersoy vd., 2011, 2016; Yılmaz, 2017b; Ünal ve Altunkaynak, 2018). Alt topluluk, Batı Anadolu'nun orta ve kuzey alanlarında ve özellikle Gediz Grabeni kuzeyinde yaygındır (Şekil 1, 2 ve 6). KKD doğrultulu, doğrultu atımları egemen faylar bu birimi sınırlamakta ve gelişim ve dağılımını denetlediği anlaşılmaktadır (Şekil 1 ve 2) (Yılmaz vd., 2000; Purvis ve Robertson, 2005; Ersoy vd., 2010, 2011; Sözbilir vd., 2011). Volkanik kayaların da aynı doğrultuda uzanan açılma çatlaklarından çıkarak dağıldığı anlaşılmaktadır (Şekil 2) (Yılmaz vd., 2000; Doglioni vd., 2002; Purvis ve Robertson, 2005; Karacık vd., 2007; Ersoy vd., 2010, 2011; Erkül ve Erkül, 2010; Karaoğlu ve Helvacı, 2010; Ersoy ve Helvacı, 2016). Az çok aynı süreçte kaldera tipi granitik ve volkano-plütonik toplulukların da K-G açılma çatlaklarını kullanarak kabukta sığ derinliklere ulaştığı saptanmıştır (Şekil 2) (Yılmaz, 1989; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Genç vd., 20011; Yılmaz vd., 2000; Erkül vd., 2009; Altunkaynak vd., 2012; Altunkaynak ve Dilek, 2013; Asti vd., 2019; Ünal ve Altunkaynak, 2018, 2019; Ünal vd., 2019).

3-Orta Birim; Neojen istifinin ortasında yer alan kaya stratigrafi grubu Üst Miyosen (İzitan ve Yazman, 1990; Ediger vd., 1996; Emre, 1996; Emre ve Sözbilir, 2007)-Alt Pliyosen (Görür vd., 1995, İzitan ve Yazman, 1990; Yılmaz vd., 2000) yaşlı, genellikle düşük enerji ortamında, bölgede yaygın olarak gelişmiş gölsel çökellerdir (Şekil 5) (Becker-Platen, 1970; Benda, 1971; Luttig ve Stefens, 1976; Benda vd., 1974; Steinenger vd., 1987, 1996; Görür vd., 1995; Benda ve Meulenkamp, 1990; Konak, 2002; Alçıçek, 2010). İstif, ince katmanlı ak kireçtaşı, marn, kilitaş-silttaş ardalanmasından oluşur (Şekil 5). Birim, Batı Anadolu'nun Akdeniz bölgesinden Marmara

Bölgesi'ne kadar uzanan en yaygın kaya grubunu temsil eder (MTA, 1/500.000 Türkiye Jeoloji haritasının, Denizli, İzmir ve İstanbul paftası). Hakyemez vd., (2013) tarafından gölsel istifin yaşının Alt Pliyosen' den daha yukarı çıkmadığı belirtilmiştir.

Geç Miyosen döneminde gelişmiş volkanizma Batı Anadolu'nun kuzey kesiminde görülmez. Ancak sahile yakın bölgelerde, örneğin Çeşme dolaylarından başlayarak güneye uzanmaktadır (Şekil 2). Bu dağılım örneği magmatizma-volkanizma cephesinin Erken Miyosen'den Geç

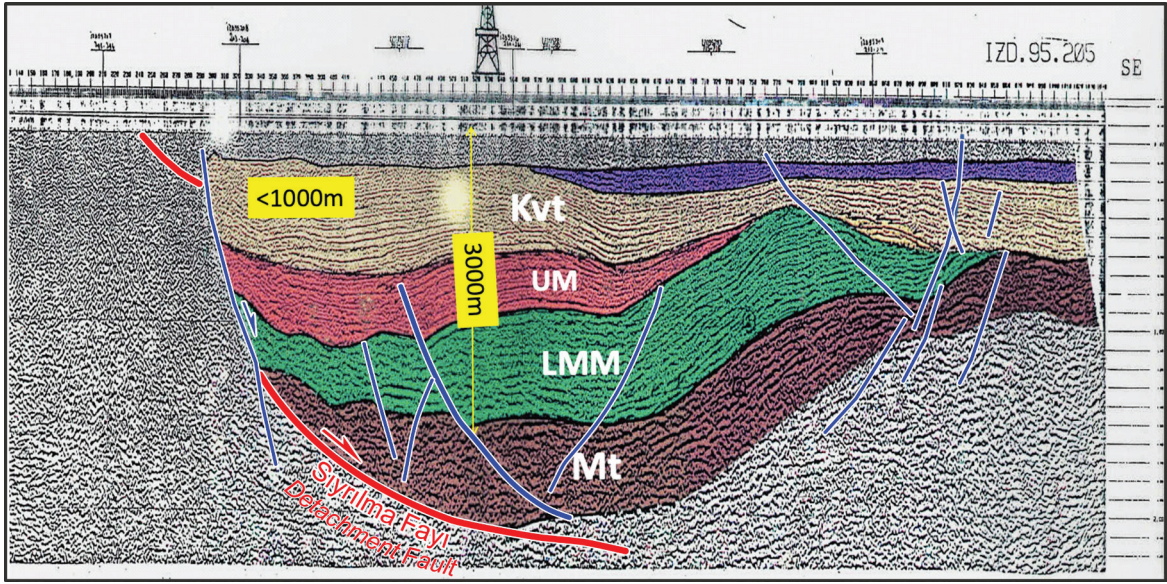
Miyosen'e güneye göç ettiğini göstermektedir (Kaymakçı vd., 2007; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Yılmaz 2017b; Altunkaynak vd., 2021). Bozdağ Domu'nun yükselmiş olduğu orta bölgelerde masif kesen plutonik ve hipabisal kayaların varlığı (Glodny ve Hetzel, 2007; Catlos vd., 2010), buna karşın benzeri jeokimya niteliği sergileyen volkanik kayaların domu çevreleyen bölgelerde yaygınca görülmesine karşın domun orta bölgelerinde eksikliği, masifin örtüsünün bu dönemde henüz yeterince sıyrılmadığının göstergesidir.



Şekil 6. Demirci Grabeni ve çevresinin jeoloji haritası (Konak, 2002'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 6. Geological map of Demirci Graben and its surroundings (modified from Konak, 2002).





**Şekil 7.** Gediz-Alaşehir Grabeni'nde yaklaşık BKB-DGD bir sismik kesitte graben dolgusu görülmektedir. Yaklaşık K-G doğrultulu fayların sınırladığı alanda, genç graben içinde hapsolmuş yaşlı grabenin ve onun üzerinde çökelmiş olan genç grabenin çökel dolguları yer alır. Her iki graben çökelinin toplam kalınlığı 3000m'yi bulmaktadır. K-G fayların sınırladığı alanın dışında genç graben istifinin kalınlığı ani olarak 1000 m'nin altına inmektedir. Mt; metamorfik temel, LMM; Alt-Orta Miyosen yaşlı çökeller, UM; Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı çökelleri, Kvt; Kuvaterner yaşlı çökel dolgu (Sismik kesit daha sonra açılan sondaj verileriyle doğrulanmıştır).

**Figure 7.** A graben fill is observed in a seismic section almost WNW-ESE in the Gediz-Alaşehir Graben. In the area bounded by approximately N-S trending faults, there are sedimentary fillings of the old graben trapped in the young graben and the young graben deposited on it. The total thickness of both graben deposits reaches 3000 m. Outside the area bounded by N-S faults, the thickness of the young graben succession suddenly decreases below 1000 m. Mt; metamorphic basement, LMM; Lower-Middle Miocene sediments, UM; Upper Miocene-Lower Pliocene sediments, Kvt; Quaternary aged sedimentary fill (seismic section confirmed by later drilling data).

4-Üst Birim; Üst çökel topluluk Ege Bölgesi'nin günümüzde egemen yapısal unsurları olan D-B grabenlerinin dolguları olarak gelişmiştir (Şekil 2 ve 3). İstif graben omuzlarında, grabenleri sınırlayan fay bloklarında yaygınca mostra vermektedir. İstifte zayıf çimentolu akarsu çökelleri ile fay önü alüvyon yelpazelerinin kaba taneli konglomeraları egemendir. Batı Anadolu'nun her yöresinde D-B uzanımlı bu graben dolgularından sadece Kuvaterner yaşları derlenmiştir (Ünay vd., 1995; Ünay ve Göktaş, 1999; Akgün ve Akyol, 1999; Yılmaz vd., 2000; Sarıca, 2000; Beccaletto ve Steiner, 2005; Hakyemez vd., 2013). Birimin kalınlığı >1000 m'yi aşmaz (Şekil 7). Daha yaşlı

çökellerin D-B uzanımlı Kuvaterner grabenlerinin içlerinde, faylarla sınırlı yerel dar alanlarda bulunduğu yörelerde, graben istifinin kalınlığı 2500-3000 m ye ulaşmaktadır (Şekil 7) (tartışma bölümüne bakınız) (İztan ve Yazman, 1990; Yılmaz vd., 2000).

## YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanında çok sayıda fay tanınmış ve haritalanmıştır (MTA 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası'nın Denizli, İzmir ve İstanbul Paftaları ile, MTA Türkiye Diri Fay Haritası'na bakınız). Bunlar, doğrultuları, nitelikleri ve oluşum yaşları ile aşağıdaki farklı grupları oluşturur.

### **KKD Doğrultulu Doğrultu Atımlı Faylar**

Batı Anadolu'da farklı dönemlerde gelişmiş KKD ve KKB doğrultulu doğrultu atımlı iki fay takımı ayırt edilmektedir (MTA 1/500.000 Türkiye jeoloji haritası İzmir ve Denizli paftaları) (Şekil 1 ve 2). KKD doğrultulu faylar genellikle sağ yönlü ve çoğunluğu transtansiyonel niteliklidir. Eğim atım bileşenleri doğrultu atıma eşlik etmiştir. Bu faylar Erken-Orta Miyosen grabenlerini sınırlamış (Zanchi vd., 1993, Seyitoğlu, 1997; Altunkaynak ve Yılmaz, 1999; Yılmaz vd., 2000; Yılmaz ve Karacık, 2001; Doglioni vd., 2002; Bozkurt, 2003; Purvis ve Robertson, 2005; Karacık vd., 2007; Ersoy vd., 2010, 2011; Erkül ve Erkül, 2010; Karaoğlu ve Helvacı, 2010; Hakyemez vd., 2010; Ersoy ve Helvacı, 2016; Yılmaz 2017a; Sangu vd., 2020) ve bu süreçteki (23-14 my; Ercan vd., 1996; Aldanmaz 2002; Gökteş 2012; Seyitoğlu 1997; Purvis ve Robertson, 2005), az çok eş yaşlı magma çıkışlarını da yönlendirmiştir (Şekil 2) (Yılmaz vd., 2000; Catlos vd., 2010; Yılmaz, 2017b; Ünal vd., 2019; Bayrak vd., 2021). KKD doğrultulu faylar ve bunların sınırladığı grabenler Batı Anadolu'da kuzeyden güneye aralıklarla yüzlerce kilometre izlenmektedir. Bazıları yenilenen gerilme dönemlerinde yeniden hareket geçirmişlerdir (Seyitoğlu vd., 2009).

### **D-B Doğrultulu, Eğim Atımlı Faylar**

Batı Anadolu'nun D-B uzanımlı horst ve grabenlerini sınırlayan normal faylar bu grubu oluşturur (Şekil 1 ve 2).

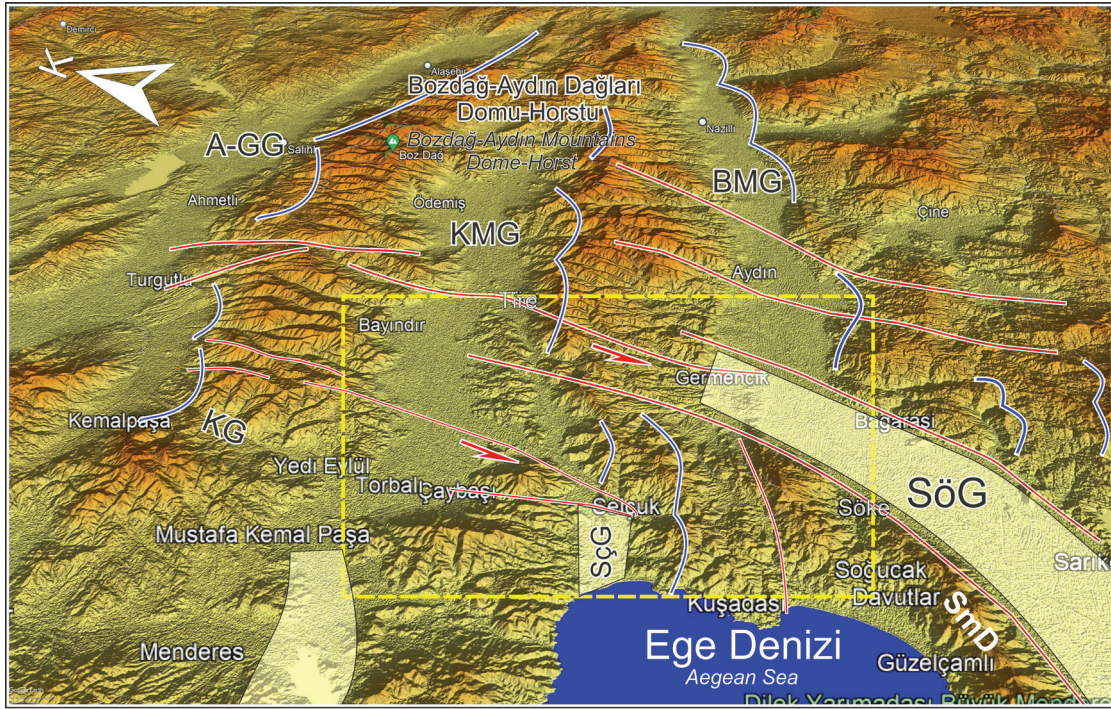
Batı Anadolu'nun en gelişmiş D-B uzanımlı grabenleri olan Alaşehir-Gediz ve Büyük Menderes Grabenleri ve bunların arasındaki Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nu (Şekil 1) sınırlayan

faylar inceleme alanımızın yakın çevresinde yer almaktadır (Şekil 1 ve 3). Bunlar asimetric grabenler olup bölgenin en belirgin morfolojik unsurlarını temsil ederler (Erinç, 1954; Zanchi vd., 1993, Maddy vd., 2020; Ocakoğlu 2020; Özpolat vd., 2020; Eski vd., 2020). Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nun sınır fayları sismikçe aktif faylardır (Eyidoğan ve Jackson 1985; Akyol vd., 2006; Aktar vd., 2007; Tan vd., 2008; Tiryakioğlu vd., 2019; Eyübagil vd., 2021). Batı Anadolu'yu etkileyen yaklaşık 20 mm/y K-G gerilmenin önemli bir kısmını bu faylar karşılamaktadır (Eyidoğan ve Jackson, 1985; Bozkurt ve Sözbilir 2004; Yolsal-Çevikbilen vd., 2014). Horstun her iki yamacında çok sayıda normal fay basamağı ayırt edilmektedir (Şekil 1 ve 2). Fay parçaları 10 km ye kadar sürekli ve fay düzlemleri çoğunlukla yüksek açılıdır (~70°) (Patton, 1992; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Sert ve Çemen, 2014; Şaroğlu ve Güler, 2020). Depremlere neden olan fay odak çözümleri fay düzlemlerinin derinde yataya doğru yaklaştıklarını, sismojenik katmanın ise ince, yaklaşık 12 km ye ulaşan sığ derinliklerde olduğunu göstermektedir (Taymaz vd., 2008). Bu veri fayların kürek biçimli faylardan (listric fault) olduklarını göstermektedir.

### **KKB Doğrultulu Doğrultu Atımlı Tek Faylar ve Fay Çiftleri**

Batı Anadolu'nun batı bölgeleri ile sahil kesiminde bu faylar egemendir (Şekil 1, 2, 8 ve 9). Tüm diğer yapısal unsurlarını kesip öteledikleri için en genç yapısal unsur oldukları anlaşılmaktadır. D-B uzanan grabenlerin Ege Denizi'ne doğru olan devamlarını kesmiş ve yanal yönde yer değiştirmelerine neden olmuşlardır (Şekil 1, 2, 8 ve 9) (Zanchi vd., 1993, Özkaymak vd., 2013).





**Şekil 8.** Selçuk Grabeni'ni çevreleyen alanlar ve Bozdağ-Aydın Dağları Horstunu (domunu) gösteren sayısal yükseklik modeli (SYM) verev perspektif görüntüsü. Küçük Menderes Grabeni (KMG), D-B uzanımlı Büyük Menderes (BMG) ve Alaşehir- Gediz (A-GG) grabenlerini ayıran Bozdağ Horstu üzerinde yer almaktadır. Selçuk Grabeni (SÇG), KMG nin sol yönlü doğrultu atımlı fayla güneybatıya atılması ile ondan ayrılmıştır. Büyük Menderes Grabeninin batı kesimi de doğrultu atımlı faylarla atılmış ve Söke Grabeni (SÖG) oluşmuştur. Kesikli sarı çizgili dikdörtgen alan Şekil 9'un yerini göstermektedir. KG; Kemalpaşa Grabeni.

**Figure 8.** Digital elevation model (DEM) oblique perspective view showing the areas surrounding the Selçuk Graben and the Horst (dome) of the Bozdağ-Aydın Mountains. The Küçük Menderes Graben (KMG) is located on the Bozdağ Horst, which separates the E-W trending Büyük Menderes (BMG) and Alaşehir-Gediz Grabens (A-GG). The Selçuk Graben (SÇG) was separated from it by the southwestern displacement of the KMG by a left-lateral strike-slip fault. The western part of the Büyük Menderes Graben was also thrown by strike-slip faults and the Söke Graben (SÖG) was formed. The rectangular area with dashed yellow lines shows the location of Figure 9. KMG; Kemalpaşa Graben.

Tek fay olarak gelişmiş olanlar çoğunlukla sol yönlü doğrultu atımlı faylardır. Fay çifti (conjugated) olarak geliştikleri yörelerde ise atım yönleri birbirlerine zıt ancak birbirlerini tamamlayan faylardan oluşurlar; örneğin Dikili Horstu ile Samson Dağı Horstu bu faylarla kesilip sol yanal ötelenmişlerdir (Şekil 2 ve 8) Bu genç fay grupları günümüzde bölgenin sismikçe en aktif faylarını temsil etmektedir (Aktar vd., 2007; Eyübagil vd., 2021).

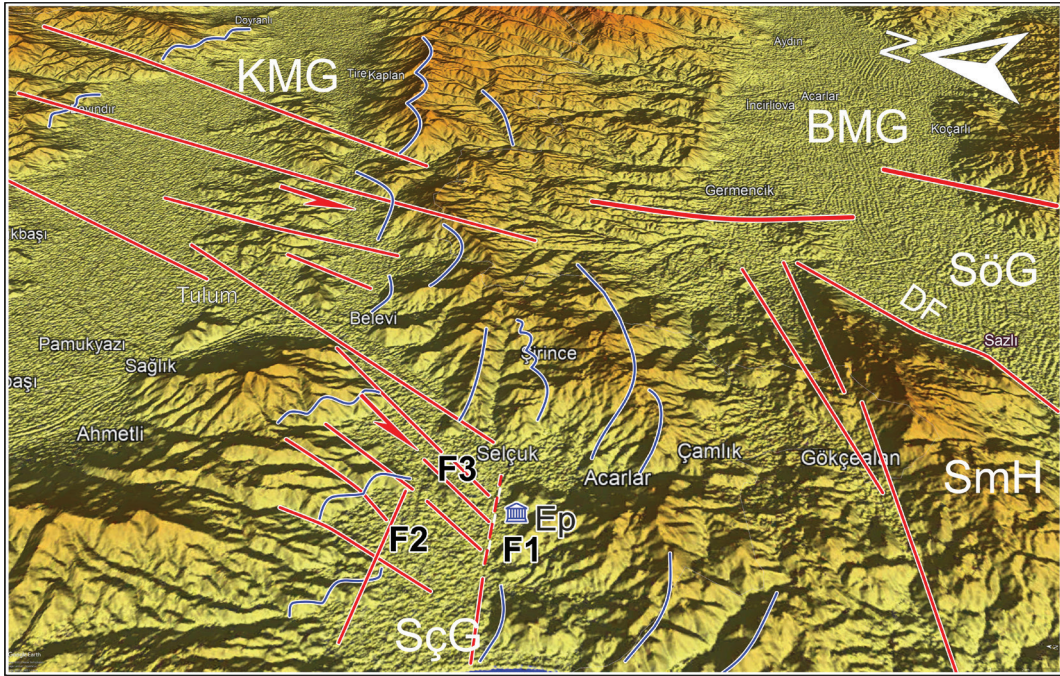
### Kıvrımlar ve Ters Faylar

Batı Anadolu'nun Neojen yaşlı çökel ve volkanik istifleri, fay zonları uzağında genellikle yataya yakın düşük açıdır. Bununla birlikte bölgenin üç litostratigrafik grubu birbirlerinden bölgesel uyumsuzlukla ayrılırlar. Çoğu yörede uyumsuzluk düzlemleri belirgin olarak açıdır. Alt litostratigrafik grup birçok yörede kıvrımlıdır (Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Emre ve Sözbilir, 2007; Özbüran ve Gürer, 2012; Sümer vd., 2020). Graben içi alanlarda kıvrılmanın



gerilmeye bağlı gelişmiş takla antiklinalleri (rollover anticline) olduğu görülmektedir (Bozkurt ve Sözbilir, 2004). Ancak graben alanlarının dışında veya içinde, pek çok yörede, sıkışma ile gelişmiş kıvrımlar da saptanmıştır (Yılmaz vd., 1999; Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Emre ve Sözbilir, 2007; Sümer vd., 2020; Gürer, 2023). Bunlardan bazıları ters faylarla birlikte (Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Emre ve Sözbilir, 2007). Kıvrım ve ters faylarda

gerçekleştirilen kuvvet analizleri sıkışmanın genellikle K-G, kuvvetin en büyük bileşenin ise KB ya da GD yönünde olduğunu göstermektedir (Gürer, 2023). Bir diğer deyişle Erken-Orta Miyosen sırasında ya da sonrasında bölgenin yer yer sıkışma tektoniğinden de etkilendiği anlaşılmaktadır (Koçyiğit vd., 1999; Bozkurt vd., 2002; Bozkurt ve Rojay, 2005; Burchfiel vd., 2008).



**Şekil 9.** Selçuk Grabeni (SÇG) ve yakın çevresini gösteren sayısal yükseklik modeli (SYM) verev perspektif görüntüsü. Selçuk grabeni ve çevresinde graben fayları (mor çizgiler) ve graben yapılarını ve morfolojik unsurlarını kesip yer değiştirmelerine neden olan doğrultu atımlı faylar (kırmızı çizgiler) morfolojideki izleriyle belirgin olarak tanınmaktadır. Grabenin güney kenarını sınırlayan normal atımlı faylar, kuzey kenar faylarına göre çok daha belirgin olup yamaçta birkaç büyük fay basamağı oluşturmuştur. Kısaltmalar; KMG; Küçük Menderes Grabeni, BMG; Büyük Menderes Grabeni, SöG; Söke grabeni, SmH; Samson Dağı Horstu, DF; Sıyırılma fayı. Ep; Efesus antik kenti. F1 (şekil 10), F2 (şekil 11) ve F3 (şekil 13) fotoğrafların yerlerini göstermektedir.

**Figure 9.** Digital elevation model (DEM) oblique perspective view showing Selçuk Graben (SÇG) and its immediate surroundings. Graben faults (purple lines) and strike-slip faults (red lines) that cut the graben structures and morphological elements and cause their displacement are clearly recognized by their morphological traces. The normal slip faults limiting the southern margin of the graben are much more prominent than the northern margin faults and formed several large fault steps on the slope. Abbreviations; KMG; Küçük Menderes Graben, BMG; Büyük Menderes Graben, SöG; Söke Graben, SmH; Mount Samson Horst, DF; Detachment fault, Ep; Ephesus ancient city. F1 (fig. 10), F2 (fig. 11) and F3 (fig. 13) show the locations of the photos.

## SELÇUK GRABENİ'NİN JEOLJİSİ

Selçuk Grabeni'nin temelini temsil eden metamorfik kayalar, grabeni G ve K'den sınırlayan horstlarda yüzeylenmektedir (Şekil 3 ve 8). Güney horstta istifin alt kesimini temsil eden şist ve gnayslar, kuzeyde ise mermer ve rekrystalize kireçtaşları egemendir. Bu dağılım temel birimlerini oluşturan istifin kuzeye eğimli olduğunu belli etmektedir. Çakmakoğlu (1985, 1987, 1990 ve 2007) temel kayalarını ayrıntılı olarak tanıtmıştır. Güney horstta birbirleriyle ardalan amfibolitler ile kuvars-granat-biyotit-amfibol-epidot şistler egemendir. Amfibolitler çoğunlukla som olup yer yer amfibolit şistlere dokusal geçişler sergilemektedir. Candan vd., (1997) metamorfik toplulukta kloritoid içeren YB metamorfizmasına uğramış kayaların da bulunduğunu belirtmiştir. Bunların YS metamorfizmasına uğramış Menderes Masifi kayalarının üzerine tektonik olarak yerleştiği bilinen naplardan derlendiği söylenebilir (Yılmaz 2017b). Selçuk Grabeni'nin güney horstundaki metamorfik istifin üst kotlarında ise şistlerle ardalı 10-20 m kalınlıkta kuvarsit düzeyleri ayırt edilmektedir. İçerdikleri granat, aktinolit, epidot, biyotit ve plajiyoklaz egemen mineral topluluğu metamorfik kayaların amfibolit, epidot-amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğradıklarını göstermektedir.

Kuzey horstu oluşturan mermer-rekrystalize kireçtaşı egemen istif çoğunlukla beyaz-gri renkli kireçtaşı ve dolomit kökenlidir (Çakmakoğlu, 2005). Alt düzeylerinde ince katmanlı ve çört ara katkılı olmaları derin denizden sığ denizele geçen bir karbonat istifinin metamorfizmaya uğradığını belli etmektedir. Şist ve meta karbonatlar Menderes Masifi'nin Paleozoik yaşlı ileri dereceli metamorfik şist ve gnayslarına, üstte yer alan meta karbonatların ise Mesozoyik yaşlı örtü birimlerine karşılık geldiği belirlenmiştir (Candan vd., 2011a ve b).

Selçuk Grabeni'nin çökel dolgusunu Kuvaterner yaşlı akarsu konglomeraları oluşturur. Grabenin kuzeybatı ucundaki küçük bir mostrada Üst Miyosen yaşlı gölsel kireçtaşı mostrası görülür. Bu mostranın, Söke, Davutlar-Kuşadası ve Akköy (Göktaş 1998; Gürer vd., 2001; MTA 1/500.000 ölçekli Denizli paftası; Çakmakoğlu, 1987, 1990, 2005 ve 2007; Sümer vd., 2013) dolayında yaygınca yer alan, horst ve grabenlerde korunmuş istifin, bu bölgeye uzanan bir mostrası olduğu söylenebilir.

### Yapısal Jeoloji

Selçuk grabeni, Küçük Menderes grabeninin batı devamında yer almakta birlikte genç, sol yönlü, doğrultu atımlı faylarla güneybatıya atılarak ondan ayrılmıştır (Şekil 8 ve 9).

Selçuk bölgesinde saptanan ana fay takımları şunlardır (Şekil 9);

A-Graben fayları, B-Graben ve graben faylarını kesen ve öteleyen doğrultu atımlı faylar

Gediz ve Büyük Menderes Grabenleri gibi Selçuk Grabeni de asimetric bir grabendir (Şekil 8 ve 9). Ana horsta yaşlı güney kanadı sınırlayan faylar etkin ve sismikçe aktif faylardır (Passchier vd., 2013). Bunlar Küçük Menderes Grabeni'ni de sınırlayan fayların devamında yer almakta olup (Şekil 1 ve 8) az çok D-B doğrultulu normal (eğim atımlı) faylardır (Şekil 8 ve 9). Birkaç fay basamağı halinde düşerek grabeni açan bu faylar bölge morfotektoniğinin en egemen unsurlarıdır (Şekil 9). Normal faylara özgü içbükey harita örneği sergilemekte (Şekil 9) ve güncel drenajı denetlemektedirler. Fay düzlemlerinin geri dönme açılarının (back-tilting) vadiye doğru giderek azalmasından, eğim açılarının derine doğru azaldığı yani kürek biçimli fay (listric fault) oldukları anlaşılmaktadır. Efes antik kentinin yer aldığı vadinin güney kenarını da sınırlayan bu eğim atımlı fay grubunun tipik bir mostrası Meryem Ana heykelinin arkasındaki sırtta görülmektedir (Şekil 10).





**Şekil 10.** Efes antik kenti yakınında, Meryem Ana heykeli arkasındaki dik sırtı oluşturan normal fayın görünüşü. Fay düzlemi üzerinde iyi gelişmiş fay düzlemi yapıları tanınmaktadır.

**Figure 10.** View of the normal fault forming the steep ridge behind the Virgin Mary statue, near the ancient city of Ephesus. Well-developed fault plane structures are recognized on the fault plane.

Selçuk Grabeni'nin her iki kenarını sınırlayan graben sınır fayları, morfolojideki izleriyle sahada

kolaylıkla tanınabilmektedir (Şekil 10). Kuzey kenardaki faylar daha az belirgindir (Şekil 8 ve 9). Bununla birlikte bir-iki küçük fay basamağı morfolojik verilerle ayırt edilebilmektedir (Şekil 9); örneğin, grabeni sınırlayan ilk fay sırası sırt boyunca akan dereleri kesip asılı küçük vadiler oluşturmuştur (Şekil 11). Horst yükselirken yer altı su seviyesi de yükseldiğinden meta karbonatlardan oluşan bu horstta derine doğru iç içe pek çok karst mağarası ve dolin gelişmiştir (Şekil 12). Çökmüş karst mağaralarının faylarla kesildiği yerlerde iç bükey diklikler oluşmuştur (Şekil 11). Grabenin kuzey kenarı ve bu kenarı sınırlayan morfolojide az belirgin fayların, kuzey kenarı oluşturan ana normal fay (lar)ın tavan bloğunda gelişmiş antitetik faylar da olabileceği düşünülmektedir.

Güney sınır fayının da aslında Samson Dağı'nın (Şekil 9) güney yamacında Sümer vd., (2013)'ün saptadığı sıyrılmaya fayının bu kanattaki devamı ile onu biçen genç faylardan oluştuğu düşünülebilir.



**Şekil 11.** Selçuk Grabeni kuzey yamacını gösterir foto. Graben kenar fayı ile yükselen blokta asılı dere vadileri tanınmaktadır. Kırmızı çizgiler fayın biçtiği, tavanı çökmüş içbükey karst mağaralarını sınırlandırmaktadır.

**Figure 11.** Photograph showing the northern slope of the Selçuk Graben. Hanging stream valleys are recognized in the block rising by the graben edge fault. The red lines delimit the concave karst caves with collapsed roofs cut by the fault.





**Şekil 12.** Selçuk Grabeni kuzey kanadını oluşturan rekristalize kireçtaşı-mermer istifinde gelişmiş karst şekillerini gösteren Google Earth görüntüsü. Çökmüş karst mağaraları bölgenin egemen yüzey şekillerini oluşturmaktadır (Şekil 13). Büyük karst mağaralarının çökmesi ile vadi yakınında grabeni genişleten büyük içbükey çanaklar gelişmiştir.

**Figure 12.** Google Earth image showing developed karst forms in the recrystallized limestone-marble succession forming the northern flank of the Selçuk Graben. The collapsed karst caves form the dominant surface forms of the region (Figure 13). With the collapse of the large karst caves, large concave bowls have developed near the valley that widen the graben.

Selçuk Graben alanı içinde pek çok doğrultu atımlı fay tanınmaktadır (Şekil 8 ve 9). Grabenin uzanımına vevv olanlar ve grabene az çok paralel uzananlar olarak iki ana doğrultu atımlı fay grubu ayırt edilmektedir. Bunların eşzamanlı geliştikleri anlaşılmaktadır. Her iki fay grubu da graben yapılarını kesip yer değiştirmelerine neden olmuştur. Grabene vevv uzananlar az çok K-G ya da KKD-GGB doğrultulu ve sol yönlü faylar olup grabenin ana morfolojisinde atımlara neden olmuştur. Bu grubun ana fay zonu Küçük Menderes Grabeni'ni kesip sol yönlü onlarca kilometre atmış aralı-aşmalı (en-echelon) birçok faydan oluşmaktadır. Benzeri bir doğrultu atımlı

fay zonu da Büyük Menderes Grabeni'ni sol yönlü onlarca kilometre ötelemiştir (Şekil 8 ve 9). Diğer doğrultu atımlı fay grubu grabene az çok paralel uzanan faylardan oluşmaktadır (Şekil 9). Bu faylar grabeni sınırlayan normal fayları dar açılarla kesmektedir. Doğrultu atımlı fay grupları birlikte bir fay çifti oluşturmaktadır (Şekil 8 ve 9). Doğrultu atımlı fay zonları morfolojideki izleriyle sahada kolaylıkla ayırt edilmektedir. İnce uzun sırtlar (tınaz tepe; lineer ridge), basınç sırtları, ani yer değiştiren dere yatakları (offset stream), ince uzun yerel çukurlar (sag depression) bu öğelerin en dikkat çekenlerindedir (Şekil 13).



**Şekil 13.** Selçuk Grabeninin güney kesiminde (fotonun yeri için şekil 9'a bakınız) graben normal yapılarını verevine kesen doğrultu atımlı, sol yönlü fay zonuna doğu yönünde bakış. Fotoda ince uzun sırtlar, atılmış dere yatakları, çökme çukurları gibi doğrultu atımlı faylara özgü morfolojik unsurlar ayırt edilmektedir.

**Figure 13.** East view of the strike-slip, left-sided fault zone that cuts the normal structures of the graben obliquely in the southern part of the Selçuk Graben (see Figure 9 for the location of the photo). Morphological elements specific to strike-slip faults, such as elongated ridges, discarded stream beds, and collapse pits, are distinguished in the photo.

Doğrultu atımlı faylar, Selçuk ve Küçük Menderes Grabenleri'nin oluşumundan gençtir (Gürer vd., 2001). Çünkü bu faylar D-B grabenlerini kesip ötelemiştir (Şekil 8 ve 9). Küçük Menderes Grabeni'nin batıya uzantısını kesip güneybatı yönünde öteleyen doğrultu atımlı ana fay zonu Selçuk Graben alanına uzanmakta ve bölgenin doğrultu atımlı faylarına kavuşmaktadır (Şekil 8). Buna bağlı olarak Selçuk Grabeni

yarı bağımsız bir graben görüntüsü kazanmıştır. Bu fayların Selçuk Grabeni, güneyindeki Söke Grabeni'nden ayıran ve Samson Dağı'nı sınırlayan doğrultu atımlı aktif faylarla da kökünde ilgisi olduğu görülmektedir (Şekil 8 ve 9) (Gürer vd., 2001; Sümer vd., 2013).

## BATI ANADOLU'NUN ANA MORFOTEKTONİK ÖGELERİ ve BUNLARIN GELİŞME SIRASI

Batı Anadolu, Anadolu morfotektonik evriminin en geç oluşan ve gelişmesini halen sürdürmekte olan bölgelerindendir (Yılmaz, 2017a). Morfotektonik veriler bunların düzenlenim ve gelişim sırası üzerinde önemli ipuçları vermektedir. Bu bölümde bu ögeler ve bunların oluşum sıraları yaşlıdan gence doğru tanıtılmaktadır.

### A-Sıyrılma fayları

Batı Anadolu'nun birçok yöresinde litosferi boydan boya keserek metamorfik temel kayalarını yükseltip yüzeyleyen sıyrılma fay(lar)ı ayırt edilmiştir (sıyrılma fay yüzleklerine örnek için Şekil 1 ve 4'e bakınız) (Verge, 1993; Bozkurt ve Oberhansli, 2001; Sözbilir, 2001; Gessner vd., 2001; Seyitoğlu vd., 2002; Işık ve Tekeli 2001; Çemen vd., 2006; Gürer vd., 2009; Hetzel vd., 2013; Nilius vd., 2019; Asti vd., 2019; Sümer vd., 2020; Etsel, vd., 2020; Altunkaynak vd., 2021). İnceleme alanı çevresinde yüzeylenen metamorfik topluluk Menderes Masifi olarak tanımlanmıştır (metamorfik topluluğun yüzeye ulaşma yaş ve düzeniyle ilgili kaynaklar için; Yılmaz 2017b). Sıyrılma faylarının en bilinen mostraları Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nun kuzey ve güney kanatlarında görülmektedir (Şekil 1). Bu horstun dışında sıyrılma fay düzlemleri Batı Anadolu'nun kuzeyden güneye başka birçok yöresinde de mostra vermektedir; örneğin güneyde Çine'den kuzeye doğru Simav Grabeni kuzeyi ile Kazdağı Horstu'nun güney



kanadında ve Biga Yarımadası'nda sıyrılma fay düzlemlerinin varlığı bilinmektedir (Gessner vd., 2001; Bonev vd., 2009; Ünal ve Altunkaynak, 2018; Kamacı ve Altunkaynak, 2019; Altunkaynak vd., 2021). Menderes Masifi'ni biçen grabenlerin üzerindeki çalışmalar bunları sınırlayan sıyrılma faylarını aynı sıyrılma fayının farklı yörelerde yüzeylenmiş kesimleri olarak değerlendirmiştir (örg; Gessner vd., 2001). Sıyrılma fay düzleminin açısının grabene bakan alanlarda ani ve hızlı değişimi, dalgalanma (rolling hinge) olarak değerlendirilmekte (Gessner vd., 2001; Öner ve Dilek, 2012; Seyitoğlu vd., 2002; Sümer vd., 2020) ve buna dayanarak aynı sıyrılma fay düzleminin

güneye ve kuzeye uzandığı varsayılmaktadır (Şekil 1 ve 4).

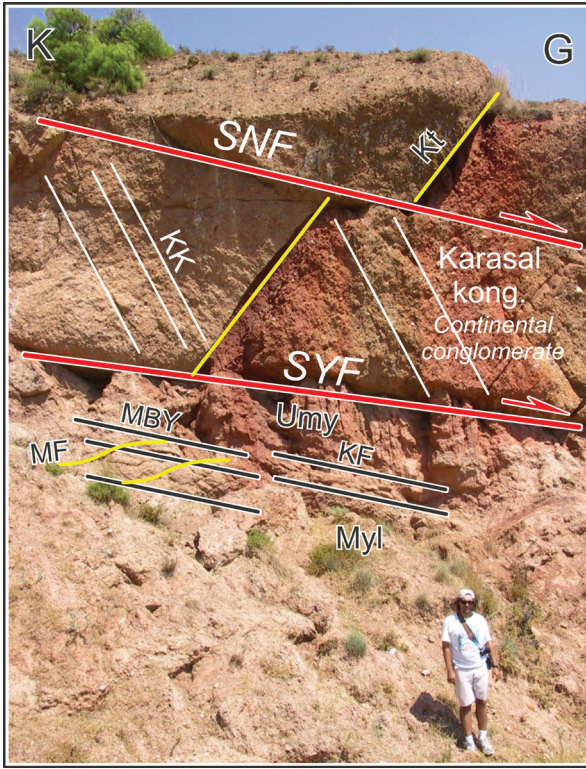
Bozdağ Horstu'nda fay düzleminin eğimi grabene yakın alanlarda düşük açıdır (Şekil 4, 14 ve 15). Horstun yamacı boyunca eğim açısı S harfi benzeri dalgalanma sergilemekte dikleşmekte ancak ve horstun tepesinde tekrar yatay konum kazanmaktadır (Şekil 16). Sümer vd., (2020) fay düzlemindeki dikleşmenin Geç Kuvaterner'de gerçekleştiğini belirtmiştir. Sismik veriler graben çökellerinin altında ise sıyrılma fayının eğim açısının giderek yataya yaklaştığını göstermiştir (Çiftçi ve Bozkurt, 2010; Sert ve Çemen, 2014).



Şekil 14. Sıyrılma fay dokanağına (DFP) Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nun kuzey yamacında batı yönünde bakış. Fay, Menderes Masifinin ileri dereceli metamorfik kayaları (MMMR) ile Üst Miyosen yaşlı (CRC) kırmızı konglomeraları ayırmaktadır.

**Figure 14.** A view from the west of the detachment fault contact (DFP) on the northern slope of the Bozdağ-Aydın mountains horst. The fault separates the high-grade metamorphic rocks (MMMR) of the Menderes Massif and the Upper Miocene-aged red conglomerates (CRC).





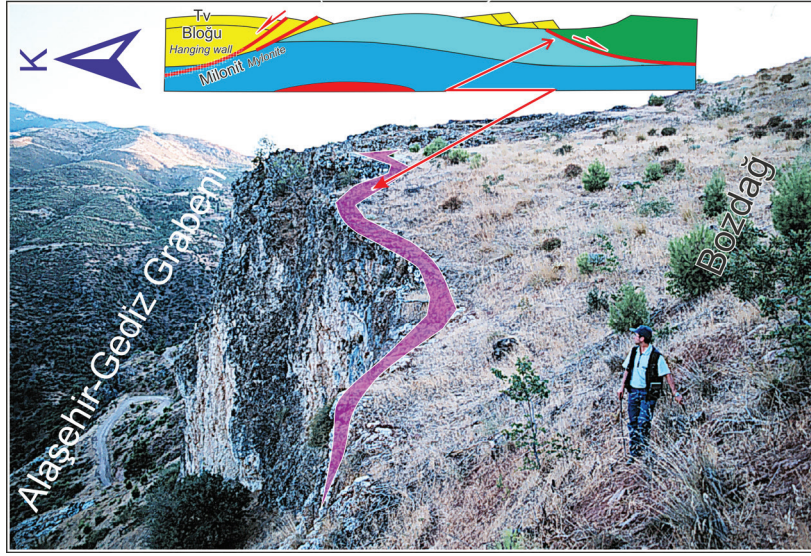
**Şekil 15.** Şekil 14'te görülen sıyrılma fay dokanağına yakından bakış. Kısaltmalar: SYF; Sıyrılma fayı, SNF; Ana faya uygun gelişmiş sentetik fay, Kt; fay düzlemiyle yüksek açılı katman düzlemleri (back-tilted bedding plane), KK; Kaya klivajı, çökel kayada fay zonunda mekanik ufalanma ve uzama ile tanelerin düzlemler boyunca dizilip düzenlenmesiyle gelişmiş düzlemsel yapılar. KF; kataklasik foliyasyon, Yapraklı metamorfik kayanın fay zonunda ana uzama yönüne paralel mekanik ufalanmasıyla oluşmuş yapraklanma. Bu düzlemlerin süreç içinde geliştiği anlaşılmaktadır. Derinde plastik ortamda gelişmeye başlamış, kırılğan ortamda devam etmiştir. Bunun sonucunda birbirini kesen ve öteleyen yapraklanma düzlemleri gelişmiştir, MBY; makaslama bantlı yapraklanma (shear band foliation), MF; Makaslama foliyasyonu, Umy; Ultramilonit (Fay zonuna yaklaştıkça kataklastik deformasyon sonucu gelişen mekanik ufalanma %90'ın üzerine çıkmaktadır), Myl; Milonit.

**Figure 15.** A close look at the detachment fault contact seen in Photo 14. Abbreviations: SYF; (DF); Detachment fault, SNF; Developed synthetic fault suitable for the main fault, Kt; (BP); back-tilted bedding plane with fault plane, KK; (RC); Rock cleavage, planar structures in sedimentary rock developed by mechanical disintegration and elongation in the fault

zone and the arrangement of grains along the planes. KF; (CF); cataclastic foliation, foliation formed by mechanical comminution of leafy metamorphic rock parallel to the main elongation direction in the fault zone. It is understood that these planes developed in the process. It started to develop in a deep plastic environment and continued in a fragile environment. As a result, intersecting and offset foliation planes have developed; MBY; (SBF); shear band foliation, MF; (SF); shear foliation, Umy; (Um); ultramylonite (mechanical disintegration due to cataclastic deformation increases over 90% as it gets closer to the fault zone), Myl; (Ml); Mylonite.

Bozkurt ve Oberhansli (2001), Bozdağ Horstu'nu sınırlayıp derinden ileri dereceli metamorfik kayaları yüzeye ulaştıran eğim atımlı fay düzleminin taban ve tavan bloklarında yer alan metamorfik kayaların metamorfizma derecelerinin karşılaştırılmasına dayanarak fayın düşey atımının yaklaşık 10-11 km kadar olduğunu hesaplamıştır. Hızlı yükselmenin yol açtığı basınç serbestlenmesi ise taban blokta sintektonik granitlerin oluşumuna neden olmuştur (Glodny ve Hetzel 2007). Bozkurt (2004) sığ derinliklerde oluşmuş sintektonik pegmatitik granit sokulumlarından Geç Miyosen-Pliosen izotop yaşları derlemiştir.

Bozdağ Horstu'nun üzerinde sıyrılan en yaşlı karasal çökeller Üst Miyosen yaşlı kırmızı kaba kırıntılılardır (Şekil 15 ve 17). Gediz grabeninin kuzeyindeki alanlarda ise sıyrılma fayını parçalayarak gelişen KKD uzanımlı graben dolgularının yaşı Alt Miyosen'e inmektedir (Seyitoğlu, 1997; Altunkaynak ve Yılmaz, 1999; Yılmaz vd., 2000; Doglioni vd., 2002; Purvis ve Robertson, 2005; Ersoy vd., 2010, 2011; Erkül ve Erkül, 2010; Karaoğlu ve Helvacı, 2010; Ersoy ve Helvacı, 2016; Yılmaz, 2017a ve b).



**Şekil 16.** Alaşehir-Gediz Grabeni'ni güneyden sınırlayan, Bozdağ-Aydın dağları Horstu'nun üzerinde, Salihli güneyinde, sıyrılmaya fayının yataya yakın konumunu gösteren foto. Horstun kuzey yamacında yüksek ve düşük açılarla kuzeye eğimli sıyrılmaya fay düzlemi (Şekil 14 ve 15), horstun tepesinde yataya yakın güneye eğimli konum sergilemektedir (mor renkle gösterilen düzlem). Bu konumu kazanmasının, fay düzleminin geriye dönmesi (back tilting) ve eski düzlemi terk ederek yeni düzlem boyunca kaymasının sonucu olduğu belirtilmektedir (rolling hinge). Sıyrılmaya fayı metamorfizma dereceleri çok farklı metamorfik kayaları ayırmaktadır. Tavan blokta fillat-fillonit, taban blokta ise ileri dereceli metamorfik kataklastik şist ve gnayslar görülmektedir.

**Figure 16.** Photo showing the near-horizontal position of the detachment fault, south of Salihli, on the Bozdağ-Aydın mountains horst, which borders the Alaşehir-Gediz Graben from the south. On the northern slope of the horst, the detachment fault plane dipping north with high and low angles (Figures 14 & 15) is inclined to the south, nearly horizontal, at the top of the horst (the plane shown in purple). This position is a result of the fault plane turning back (back tilting) and leaving the old plane and sliding along the new plane (rolling hinge). The detachment fault separates metamorphic rocks with very different degrees of metamorphism. Phyllate-phyllonite is observed in the hanging wall block, and advanced metamorphic cataclastic schists and gneisses are observed in the footwall block.



**Şekil 17.** Üst Miyosen yaşlı kırmızı karasal çökellerin dereceli olarak beyaz ince katmanlı gölsel çökelere dereceli geçtiğini gösteren saha fotoğrafı. Ön plandaki koyu renkli kayalar Menderes Masifi'nin metamorfik

kayalarıdır. Gölsel çökeller metamorfik masifin üzerine aşmalı olarak ilerlediği (onlap) görülmektedir. Kesikli çizgi Üst Miyosen-Alt Pliyosen çökellerinin üzerinde gelişmiş olan yatay aşınma düzlemini göstermektedir. Aşınma düzlemi fotonun arka planında da izlenmektedir.

**Figure 17.** Field photograph showing the gradual transition of Upper Miocene aged red continental deposits to white thin layered lacustrine deposits. The dark-colored rocks in the foreground are the metamorphic rocks of the Menderes Massif. It may be observed that the lacustrine deposits gradually advance (overlap) on the metamorphic massif. The dashed line shows the horizontal erosional plane developed over the Upper Miocene-Lower Pliocene deposits. The wear plane is also observed in the background of the photo.



### **KKD Uzanımlı Grabenler**

KKD uzanımlı grabenlerin morfolojik belirtileri önemli derecede aşındırılarak yok edilmiştir. Özellikle Batı Anadolu'nun kuzey kesimleri ve Biga Yarımadası'nda Üst Miyosen yaşlı göl çökelleri bu horst ve grabenleri bir battaniye gibi örtmektedir. (MTA, 2002, 1/500.000 ölçekli İstanbul ve İzmir paftalarına bakınız). Bu gözlem Geç Miyosen başında horst-graben yapılarının oluşturduğu morfolojik engebenin önemli ölçüde giderildiklerini belli etmektedir. Ancak eş yaşlı volkan çıkış merkezleri bu genellemenin dışındadır. Çünkü graben kenarları boyunca dizili volkan konileri varlıklarını ince uzun sırtlar halinde korumuştur; örneğin, Ezine batısındaki volkan konileri güneyde Geyikli'ye kadar sahada bir çizgi boyunca izlenebilmektedir (Şekil 2).

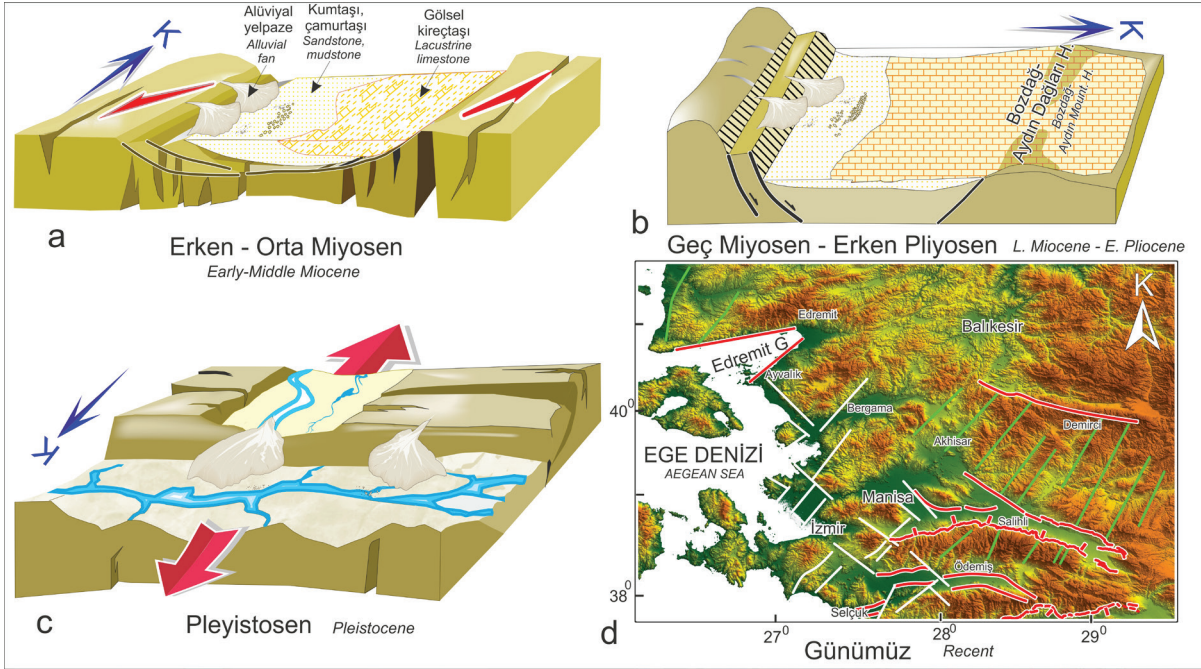
### **Geç Miyosen-Erken Pliyosen Yaşlı Bölgesel Aşınım Düzlemi**

Batı Anadolu'nun en yaygın örtü kayaları Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı göl çökelleridir (Orta Birim). Bu istifin tabanında, Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nun yer aldığı orta alanlarda kırmızı karasal konglomeralar yaygındır (Şekil 15 ve 17). Horstun çevresinde kalın (>500) olan bu birim horsttan uzağa giderek incelmektedir. Bu gözlem, kırmızı konglomeraların yükselmekte olan masiften derlenen alüvyon yelpazeleri olarak geliştiğini işaret etmektedir (Şekil 18b). Konglomeralar yatay ve düşey olarak düşük enerji ortamında çökelmiş olan silttaşı, kiltası gibi ince kırıntılı çökel kayaları ve kireçtaşı aralanmasından oluşan göl çökelere hızlı geçişler sergilemektedir (Şekil 17). Gölsel istifin üst düzeylerinde ince katmanlı kireçtaşları egemendir (Şekil 17). Gölsel çökeller ise dereceli olarak lagün-bataklık çökellerine geçmektedir (Alçıçek vd., 2019).

Beyaz rengi ve ince katmanlı oluşuyla sahada kolaylıkla ayırt edilebilen (Şekil 17) Üst Miyosen-Alt Pliyosen gölsel istifin (Üst birim) yüzlekleri kuzeyde Marmara Denizi kıyılarından güneyde Menderes Masifi'nin güneyine kadar birbirleriyle az çok bağlantılı mostralarda izlenebilmektedir (Şekil 2 ve MTA 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası İstanbul, İzmir ve Denizli paftaları). Bozdağ-Aydın Dağları domunu çepeçevre saran kaba kırıntılı istifin üzerine gelen ince katmanlı düzeylerin domun eteklerini transgresif olarak aştığı görülmektedir (onlap) (Şekil 17). Bu gözlem yükselen horstun bir süre sonra çökmeğe başladığının ya da göl düzeyinin yükseldiğinin göstergesi olarak yorumlanabilir. Düşük enerji ortamını temsil eden gölsel istif Kuvaterner başında kısmen aşındırılmıştır.

Batı Anadolu'nun her yöresinde, Üst Miyosen-Alt Pliyosen istifi de dahil tüm birimlerin üzerinde yatay konumlu bir aşınma düzlüğü izlenmektedir (Şekil 1, 4 ve 17) (Yılmaz 2017a). Bu düzlem, Geç Eosen'de başlayıp evreler halinde devam ettiği anlaşılan, aşınma dönemlerinin birbirine eklenerek geliştirdiği morfolojik bir bileşke aşınım düzeyidir (Yılmaz vd., 2001, 2017b).

Gölsel çökel istifin ve üzerlerindeki yatay aşınma düzleminin bölgesel yayılımları birlikte değerlendirildiğinde Geç Miyosen başında tüm Batı Anadolu'nun, Menderes Masifi'nin yaygınca mostra verdiği orta kesimleri dışında (Şekil 1), bağlantılı göllerle kaplı ve morfolojisi yataya yakın bir konumda olduğu söylenebilir (Şekil 18b). Kuvaterner'de D-B grabenlerin açılmasıyla hem Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı istif hem de aşınma düzlemi parçalanmıştır (Şekil 18). Günümüzde aşınma düzlüğünün kalıntıları özellikle gölsel çökel istifin korunduğu yörelerde ovalardan, horstların tepelerine kadar farklı kotlarda görülmektedir (Şekil 1).



**Şekil 18.** Batı Anadolu'nun Erken Miyosen'den günümüze morfotektonik değişimini gösteren taslak blok diyagramlar. **a.** Erken-Orta Miyosen, bu dönemde deformasyon elipsinin uzun eksenine paralel açılan KKD doğrultulu doğrultu atımları egemen fayların sınırladığı ve çökelmeyi denetlediği bir dizi transtansiyonel havza gelişmiştir. **b.** Geç Miyosen-Erken Pliyosen: bu dönemde Batı Anadolu bağlantılı göllerle örtülmüştür. Bölgenin orta kesiminde Menderes Masifi sıyrılma fayları arasında horst olarak yükselmektedir. Horstun çevresinde alüvyon yelpazeleri gelişmiş ve horsttan aşındırılmasıyla kırmızı konglomeralar oluşmuştur. Horstun yakınında kaba kırıntılı karasal çökeller dereceli olarak gölsel çökeller geçmektedir. **c.** Kuvaterner'de Batı Anadolu'ya egemen D-B doğrultulu normal faylarla sınırlı grabenler K-G gerilmeye bağlı olarak gelişmiştir. Grabenleri ayıran horst bloklarında Erken-Orta Miyosen yaşlı KKD uzanımlı grabenleri asılı graben konumu kazanmıştır. **d.** Günümüzde Batı Anadolu'nun sahil kesimlerinde bölgenin günümüzdeki aktif sismotektonik yapıları olan KKB doğrultulu doğrultu atımlı faylar ile fay çiftleri gelişmiş ve önceki tüm morfotektonik unsurları kesip yer değiştirmelerine neden olmuştur.

**Figure 18.** Draft block diagrams showing the morphotectonic change of Western Anatolia from the Early Miocene to the present. (a) In the Early-Middle Miocene, a series of transtensional basins developed in this period, bounded by NNE strike-slip dominant faults forming narrow angles with the long axis of the deformation ellipse and controlling the deposition. (b) Late Miocene-Early Pliocene: In this period, it is covered with lakes connected to Western Anatolia. In the central part of the region, the Menderes Massif rises as a horst between detachment faults. Alluvial fans developed around the horst and red conglomerates were formed by erosion of the horst. Coarse clastic terrestrial sediments gradually overtake lacustrine deposits near the horst. (c) Grabens bounded by E-W trending normal faults dominating Western Anatolia in the Quaternary developed due to N-S stretching. In the horst blocks separating the grabens, the Early-Middle Miocene aged NNE extending grabens have gained the position of a hanging graben. (d) NNW strike-slip faults and fault pairs, which are the active seismotectonic structures of the region today, have developed in the coastal areas of Western Anatolia and have cut and replaced all previous morphotectonic elements.

Geç Miyosen - Erken Pliyosen paleocoğrafyasını, D-B grabenlerin gelişmesinden önceki dönem için oluşturduğumuzda, yataya yakın aşınma düzlüğünün Bozdağ-Aydın Dağları yöresindeki bir yükselime doğru düşük açılı

tırmadığı görülmektedir. Düşük açılı yamaçlar, domun o dönemde bugünkü düzeyine henüz ulaşmadığını, küçük bir kabartı halinde olduğunu belli etmektedir.

## D-B Uzanımlı Horst ve Grabenler

D-B uzanımlı horst ve grabenler, K-G gerime rejiminin Batı Anadolu'daki en belirgin morfolojik öğelerini temsil ederler (Şekil 1, 4, 8 ve 9) (Grabenlerin morfolojisi ile ilgili bilgi için; Erinç, 1954; Erol, 1982; Bircan vd., 1983; Patton, 1992, Jeolojisiyle ilgili bilgi için; Aksu vd., 1990; Patton, 1992; Zanchi vd., 1993., Cohen vd., 1995; Emre, 1996; Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Purvis ve Robertson, 2005; Emre ve Sözbilir, 2007; Seyitoğlu ve Scott, 1992, 1996; Hakyemez vd., 1999; Sözbilir, 2001; Gürer, vd., 2009, 2013; Çiftçi ve Bozkurt, 2009a, b ve 2010; Kazancı vd., 2011; Sert ve Çemen, 2014; Sangu vd., 2020; Yerli vd., 2021'e başvurulabilir). Normal fayların sahada tanınması ve izlenmesinde morfolojik öğeler önemli ipuçları sağlamaktadır; örneğin topografyadaki ani basamaklar (fay basamakları), eğimi terslenen (back-tilted) yamaçlar (Şekil 4 ve 15) ve ana vadilere paralel yan vadiler bu türden morfoloji unsurlarının arasında sayılabilir (Şekil 4 ve 9). Horstu çepeçevre saran normal faylarda, fay düzleminin düşey eksen etrafında dalgalanması sonucu kaplumbağa sırtı ondüleli (turtleback) (Şekil 4) düzlemler oluşmuştur (Seyitoğlu vd., 2014). D-B uzanan grabenlerin dolguları Kuvaterner yaşlıdır (Ünay vd., 1995; Ünay ve Göktaş, 1999; Yılmaz vd., 2000; Sarıca, 2000; Beccaletto ve Steiner, 2005)

D-B uzanan grabenleri oluşturan eğim atımlı faylar KKD-GGB doğrultulu doğrultu atımlı fayları keserler (Şekil 1, 2, 4 ve 18) (Zanchi vd., 1993; Yılmaz vd., 2000; Sözbilir, 2001; Kazancı vd., 2011; Koçyiğit, 2015). Erken-Orta Miyosen yaşlı grabenler D-B grabenleri sınırlayan horstların üzerinde asılı graben olarak görülmektedir (Şekil 1 ve 18c). Yılmaz vd., (2000), asılı grabenlerin konumunu, sınır faylarını ve iç yapısını, D-B grabenlerin her iki tarafındaki horstlardan örneklerle ayrıntılı olarak tanıtmıştır. Grabenleri sınırlayan eğim atımlı fay düzlemleri yüksek açılıdır. Bunlar sıyrılmaya fayını kesip basamaklar halinde düşürmüştür (Şekil 4).

## KKD ve KKB Doğrultulu Doğrultu Atımlı Fay Çiftlerinin Geliştirdiği Grabenler

Bu yapılar bölgenin en genç ve belirgin morfolojik unsurlarıdır. Özellikle sahil ve sahile yakın bölgelerin morfolojik karakterini bu grabenler oluşturmaktadır (Şekil 1, 2, 8 ve 9). Fay çiftlerinin birbirlerine kavuştuğu yörelerde genç, verev grabenler oluşmuştur (Şekil 1, 2 ve 18d). Fay çiftleriyle sınırlı horstlar ise fayların doğrultu atımları ile denize doğru kaçmaktadır (Şekil 1 ve 2) (Altunkaynak ve Yılmaz, 1989; Yılmaz vd., 2000; Gürer vd., 2001; Sümer vd., 2013; Yılmaz 2017b). Bu bölgelerin akaçlama sistemini bu genç horst ve grabenler denetlemektedir (Yılmaz 2017a).

## TARTIŞMA

### Batı Anadolu Grabenlerinin Oluşum Nedeni ve Zamanı

Gerilme rejimi ve onun tektonik ürünleri Batı Anadolu jeolojisini şekillendiren en önemli etken olmuştur. Bozdağ- Aydın Dağları Horstu'nun her iki kanadını sınırlayan sıyrılmaya fayları (Şekil 1, 4) (detachment fault, major break away fault; Verge, 1993; Hetzel vd., 1995; Seyitoğlu ve Scott, 1992, 1996; Ring vd., 1999; Bozkurt, 2000; Bozkurt ve Satır, 2000; Catlos ve Çemen, 2005) ile Batı Anadolu'nun en egemen morfolojik öğeleri olan D-B uzanımlı grabenler K-G gerilme rejiminin ürünleridir. Bu morfolojik unsurları geliştiren gerilmenin nedeni, yönü (Bozkurt ve Satır, 2000; Gessner vd., 2001) ve zamanı (Gessner vd., 2001; Bozkurt, 2004; Bozkurt vd., 2011 ve ilgili kaynaklar) 1900'lerin başından beri pek çok araştırmaya konu olmuştur (Taymaz vd., 2007 ve ilgili kaynaklar). Yayınların incelenmesinden basite indirgenmiş bir gelişme modelinin sıkça tekrarlandığı görülmektedir. Buna göre bölgesel gerilme rejiminin ana ürünleri olan sıyrılmaya fayları litosferi keserek derinden ileri derece (YS-YB) metamorfik kayaları sığ derinliklere ve yüzeye

ulaştırmış ve aralarında Menderes Masifi'ni bir çekirdek kompleks olarak yükseltmiştir (Verge, 1993; Bozkurt ve Park, 1994; Emre ve Sözbilir, 1997; Hetzel vd., 1998; van Hinsbergen 2010; Altunkaynak vd., 2021). Gerilme rejimi ve sıyırılma faylarıyla ilgili iki önemli konu üzerinde yeterince durulmamıştır;

- I;** Sıyırılma fayı tek bir fay mıdır? Batı Anadolu'nun birçok yerinde görülen yüzlekler aynı fayın uzantıları mıdır?
- II;** Gerilme rejimi başlangıcından günümüze sürekli midir?

Bu iki sorun aslında birbirleriyle bağlantılıdır. Birinci sorun üzerinde henüz yeterince durulmadığı için konunun değerlendirilebileceği kadar yeterli veri henüz birikebilmiş değildir. Bu nedenle eldeki veriler özetlenecek ancak ikinci sorun ayrıntılı olarak tartışılacaktır.

**I-** Batı Anadolu'nun birçok yerinde mostraları görülen sıyırılma fayları çoğunlukla aynı fayın uzantıları (Etsel vd., 2020), parçalanmış (Brun ve Scoutis, 2019), gençleşmiş (Gessner vd., 2001; Burchfiel vd., 2008) ya da farklı fayların (Yılmaz, 2017a; Altunkaynak vd., 2021) yüzlekleri olarak değerlendirilmiştir. Birbirlerinden farklı yaş ve konumda sıyırılma faylarının varlığı Batı Anadolu'dan (Bozkurt ve Satır, 2000; Gessner vd., 2001; Burchfiel vd., 2008; Catlos ve Çemen, 2005; Catlos vd., 2010; Etsel vd., 2020; Kamacı ve Altunkaynak, 2019; Altunkaynak vd., 2021 ve ilgili kaynaklar) ve Ege Adaları'ndan bilinmektedir (Linnros vd., 2019).

Menderes Masifi'nin güney alanlarında fayın tavan bloğunun hareket yönünün kuzeye mi güneye mi olduğu tartışılmış (Hetzel vd., 1995; Bozkurt 2000; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Gessner vd., 2001), bazı yayınlarda ise gerçekten tek varsayılan fayın farklı yörelerdeki farklı yüzeylenme yaşlarının olası nedenleri üzerinde durulmuştur. Dünya'da her iki görüşün de örnekleri vardır. Örneğin Kuzey Amerika

batısında aynı sıyırılma fayının onlarca kilometre yataya yakın yer yer izlenebildiği belirtilmektedir (Davis vd., 1980; Miller ve John 1988; Lister and Davis 1989). Bunun tersine Ege Adaları'nda ve Batı Anadolu'da birçok küçük bağımsız sıyırılma fayının varlığından örnekler gösterilmektedir (Linnros vd., 2019; Altunkaynak vd., 2021).

Bozdağ Horst'unun tepesinde sıyırılma fayı yataya yakın konumdadır (Şekil 16). Bu gözleme dayanarak sıyırılma fayının horstun hem kuzey hem de güney kanadına uzandığı, kanatlarda görülen sıyırılma fay yüzleklerinin aynı düzlemin uzantıları olduğu değerlendirilmiştir (Gessner vd., 2001). Sıyırılma fay düzlemi açısının dalgalanarak sık konum değiştirmesi modelinin de uygulanmasına rağmen (bivergent rolling hinge; Gessner vd., 2001; Seyitoğlu vd., 2002; Türesin ve Seyitoğlu, 2021) horstun yamaçlarında yüksek açılı olan sıyırılma fayının, farklı iki fayı mı yoksa aynı fayı mı temsil ettiği ayrıntılı saha çalışmasıyla denetlenmeksizin sık sık vurgulanmıştır. Sıyırılma fay düzleminden derlenen yaşların yönlerine göre sistemli değişip değişmediği, fay düzlemi yapılarının yer ve zamana göre değişiklik gösterip göstermediği konuları henüz yeterince araştırılmamıştır.

**II-** Batı Anadolu'da gerilmeyi konu eden önceki yayınlarda, bazı araştırmacılar, K-G gerilmenin Oligosen-Erken Miyosen'den günümüze kadar kesintisiz olarak geliştiğini, grabenlerin de bu süreçte sürekli olarak dolduğunu belirtmiştir (Seyitoğlu ve Scott, 1992, 1996; Seyitoğlu vd., 2004; Cohen vd., 1995; Ring vd., 1999; Catlos vd., 2010; Baran ve Dilek, 2011). Bu görüşe göre başlangıç evresinde sığ ve yayvan olan graben(ler) gerilmenin ileri aşamasında yerini dar ve derin D-B uzanımlı yerel çanaklara bırakmıştır (Şekil 18). Daha sonraki yayınlarda ise K-G gerilmenin sürekli olmadığı, evreler halinde etkin olduğu görüşü daha çok destek bulmuştur (Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Gessner vd., 2001; Bozkurt ve Park, 2004; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Koçyiğit, 2005; Beccaletto ve Steiner, 2005; Bozkurt ve Mittweide, 2005; Rojay



vd. 2005; Kokkolas vd., 2006; Ring vd., 2007; Van Hinsbergen ve Schmid, 2012; Burchfiel vd., 2008 ve 2018; Türesin ve Seyitoğlu, 2021). Bazı araştırmacılara göre gerilme rejimi kesintilerle sürmüştür, heterojen bir gelişim göstermiş, gerilme dönemlerini sakin süreçler izlemiş ya da bölge bu kesiklik dönemlerinde sıkışmaya uğramıştır (Koçyiğit vd., 1999, 2000; Yılmaz vd., 2000; Bozkurt, 2001; Bozkurt ve Park, 2004; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Koçyiğit, 2005; Beccaluto ve Steiner, 2005; Bozkurt ve Rojay, 2005; Kokkolas vd., 2006; Güler vd., 2013; Yılmaz, 2017a ve b; Doğan, 2020; Sümer vd., 2020; Eyübagil vd., 2021; Güler, 2023). Heterojen gerilme rejiminin sonucunda parçalı bir çekirdek kompleks gelişmiştir (Burchfiel vd., 2008; Yılmaz, 2017b; Wallace vd., 2008; Altunkaynak vd., 2021). Grabenin sürekli değil de evreler (puls) halinde gelişmesine iyi bir örnek Küçük Menderes Grabeni'dir. Bölgenin ayrıntılı incelenmesi sonucunda grabenin üç evrede geliştiği ortaya konmuştur (Emre ve Sözbilir, 2007; Rojay vd., 2005). İlk evrede verev atımlı faylarla sınırlı fay önü çökelleri gelişmiştir. Bu çökeller havzanın kuzeydoğusunda dar bir şerit boyunca mostra vermektedir. Bu çökelmeyi ortaç (nötr) bir volkanizma izlemiştir (Bozkurt vd., 2008). Bölgenin jeolojik evriminde bu volkanizma, Batı Anadolu'da Erken-Orta Miyosen döneminde yaygınca geliştiği bilinen volkanizmaya karşılık gelmektedir. Daha sonra bölge K-G sıkışma tektoniğinden etkilenmiş ve bu süreçte temeli oluşturan metamorfik kayalar çökel istif üzerine ters faylarla itilmiştir (Sözbilir, 2002; Rojay vd., 2005; Emre ve Sözbilir, 2007). Bunu izleyen evrede Bozdağ-Aydın Dağları Horstu hızla yükselmiş ve hemen ardından gravite bileşeninin artışına bağlı olarak çökmüş, Geç Kuvaterner'de normal faylarla sınırlı günümüzdeki D-B uzanımlı Küçük Menderes Grabeni oluşmuştur (Şekil 8) (Emre ve Sözbilir, 2007).

Batı Anadolu'da grabenlerin Oligosen'den beri sürekli geliştiği görüşü, bazı sıyrılmaya fay

düzlemlerinden Oligosen yaşı elde edilmesine dayandırılmaktadır (Okay ve Satır, 2000). Ancak gerilmenin bu dönemde yüzeyde havza oluşturduğunun verisi yoktur. Tersine Geç Eosen-Oligosen'de Ege denizi, Batı Anadolu ve Balkanlar'ın birlikte, üzerinde çökmenin gelişmediği yüksek bir kara ortamı halinde olduğu bilinmektedir (Yılmaz vd., 2000; Burchfiel ve Nakov 2015; Yılmaz, 2017b). Bu dönemde Batı Anadolu hem güneyinde Toroslar ve hem de kuzeyde Istranca Masifi arasındaki alanda K-G sıkışma rejiminden etkilenmiştir (Yılmaz vd., 2000). Güneyde, Menderes Masifi'nin itilmeler sonucu dilimli bir yapı kazandığının, masifin örtü birimlerinin Toroslar üzerinde naplar halinde ilerlediğinin verileri vardır (De Gracianski 1972; Collins ve Robertson, 1988; Rimmerle vd., 2005; Yılmaz, 2017b ve ilgili kaynaklar). Sıkışmaya bağlı oluşan yükselim Oligosen sonunda çökmeğe başlamış ve sıyrılmaya faylarıyla ileri dereceli metamorfik kayalar Geç Oligosen (?) veya Erken Miyosen'de yüzeylenmiştir. Gediz Grabeni kuzeyindeki bölgede Alt Miyosen çökelleri sıyrılmaya fay düzleminin üzerinde gelişmiştir (Şekil 18a) (Purvis ve Robertson, 2005; Öner ve Dilek, 2011 ve 2012; Sözbilir vd., 2011; Ersoy vd., 2010; Karaoğlu ve Helvacı, 2012; Yılmaz, 2017b).

Batı Anadolu'da çökel dolgusu Oligosen'den başlayan ya da Erken Miyosen'den günümüze süreklilik gösteren bir graben tanımlanmamıştır. En geniş ve en gelişmiş iki D-B uzanımlı graben olan Büyük Menderes ve Gediz Grabenleri'nin dolguları (Şekil 1 ve 2) graben omuzlarında yükselen fay bloklarında yüzlerce kilometre yüzlek vermektedir (Şekil 2). Tüm bu alanlarda temel metamorfik kayaların üzerinde Kuvaterner yaşlı akarsu çökelleri mostra vermektedir (Ünay vd., 1995; Hakyemez vd., 1999, 2013; Yılmaz vd., 2000; Sarıca 2000). Graben sınır fayları uzağındaki fay bloklarında ise Üst Miyosen yaşlı kırmızı karasal konglomeralar Kuvaterner çökellerinin altından yaygınca mostra vermektedir (MTA 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası

İzmir ve Denizli paftalarına bakınız). Bu iki litostratigrafik grup birbirlerinden yer yer açılabilir diskordanslarla ayrılmaktadır (Yılmaz vd., 2000). Bu veriler aşağıdaki gibi yorumlanabilir; Geç Miyosen'de Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nun yükselmesine neden olan gerilme, çevrede yayvan çökme alanları geliştirmiştir (Şekil 18b). Bunu sakın bir dönem izlemiş ve Batı Anadolu bağlantılı sığ göllerle kaplanmıştır (Şekil 18b). Sakin döneminin ardından Kuvaterner'de yeni ve hızlı bir K-G gerilme dönemi başlamış, bu süreçte yerel ve dar graben havzaları gelişmiştir. D-B uzanımlı genç grabenler önceki tüm morfotektonik unsurları kesip bölgesel sürekliliklerini sonlandırmıştır (Şekil 18c). Erken Miyosen yaşlı faylar ve bunların sınırlandırdığı graben depoları bu dönemde D-B uzanımlı horstlarda yükselmiş ya da grabenlerin içinde hapsolmüştür (Şekil 1, 2 ve 18c). Bu nedenle Alt Miyosen yaşlı KKD uzanımlı graben çökelleri günümüzde D-B grabenlerin çevrelerinde, seyrek bir iki yerel ve küçük mostrada görülürler (Şekil 2 ve 3) (Yılmaz vd., 2000), grabenlerin uzanımı boyunca graben omuzlarında ve dolgularında sürekli mostraları yoktur.

Batı Anadolu'da dolgusu Eosen-Oligosen dönemine inen, az çok D-B uzanımlı tek havza bölgenin güneyinde yer alan Kale-Tavas Havzası'dır (Şekil 2). Veriler, bu havzanın K-G gerilme ile değil Menderes Masifi ve örtü naplarının güney yönünde ilerlemesi sırasında, napların sırtında gelişmiş kaplumbağa sırtı havza (piggy back basin) olduğu görüşünü desteklemektedir (Yılmaz vd., 2001; Gürer ve Yılmaz, 2002; Gürer vd., 2013).

Batı Anadolu'daki Erken-Orta Miyosen yaşlı grabenlerin hemen tümü yaklaşık KKD doğrultulu transtansiyonal (açılma bileşenli doğrultu atımlı) fayların sınırlandırdığı (Zanchi vd., 1993; Yılmaz vd., 2000; Bayrak vd., 2021) ve çökmeyi denetlediği grabenlerdir (Şekil 5 ve 18a) (Yılmaz vd., 2000; Ersoy vd., 2010; Sözbilir vd., 2011). Bu faylar açılma çatlakları olarak da davranmış, magma yükselmesini ve volkanik, hipabisal ve plutonik

çıkış merkezlerinin konumunu ve dizilimini denetlemiştir (Şekil 5) (Borsi vd., 1972; Yılmaz vd., 2000; Genç vd., 2001; Kaymakçı vd., 2007; Ersoy vd., 2011; Rossetti vd., 2017; Yılmaz 2017b; Ünal ve Altunkaynak, 2018 ve 2019; Ünal vd., 2019). Az çok aynı süreçte gelişmiş olan granit magmalarının katılma yaşları da beklendiği gibi Erken Miyosen'de ya da hemen öncesinde, örg., Geç Oligosen'de yoğunlaşmaktadır (Yılmaz 2017b; Ünal ve Altunkaynak, 2019; Altunkaynak vd., 2021). Felsik magmaların kabukta sığ derinliklere ulaşmasında, örneğin, kaldera tür granitlerin oluşumunda da bu fayların denetleyici rol oynadığı bilinmektedir (bakınız. Şekil 6 ve 14; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Karacık ve Yılmaz, 1998; Yılmaz 2017b; Ünal ve Altunkaynak, 2018 ve 2019; Ünal vd., 2019; Altunkaynak vd., 2021).

Alt-Orta Miyosen yaşlı KKD doğrultulu grabenler Batı Anadolu'nun kuzeyinden güneyine her alanında ve özellikle Gediz Grabeni'nin kuzeyinde yaygındır (Şekil 2, Gördes, Demirci, Selendi vd., grabenler). Bölgenin D-B doğrultulu egemen grabenleri ile bunlara dik K-G doğrultulu grabenlerinin aynı gerilme rejimi içinde geliştikleri görüşü önceki yayınlarda sıkça vurgulanmıştır. Buna göre, K-G uzanan grabenler, Bozdağ-Aydın Dağları Horst'unu sınırlayan sıyrıma faylarının önünde gelişmiş çapraz grabenlerdir (Şengör, 1987; Seyitoğlu, 1997; Bozkurt, 2003; Ocakoğlu, 2020). Ancak aşağıda sıralanan veriler grabenlerden bazılarının bu görüşe uymadığını göstermektedir;

1-Kuzey-güney uzanan grabenler her yerde sıyrıma faylarının önünde ya da yakınında yer almazlar (Şekil 2 ve 18) (Yılmaz, 2017b; Alçıçek vd., 2019 ve ilgili kaynaklar). Sıyrıma faylarının çok uzağında olan örneğin İzmir-Ankara Kenet Kuşağı'ndan da daha kuzeyde yer alanların (Şekil 2) Menderes Masifi'yle bağlantıları yoktur. Sakarya Kıtası temeli üzerinde açılan KKB doğrultulu bu grabenlerin (Şekil 2) (Yılmaz vd., 2000; Genç ve Yılmaz, 2000; Genç vd., 2001; Karacık ve Yılmaz, 1998; Yılmaz ve Karacık, 2001)

kökenlerini Bozdağ'da ve Simav'da mostra veren sıyrılma faylarıyla ilişkilendirmek olanaksızdır. **2-** KKD uzanımlı grabenlerin bazıları Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nu sınırlayan sıyrılma faylarının hem tavan hem de tavan blokunda yer almaktadır (Yılmaz vd., 2000; Yılmaz, 2017b). Bir diğer deyişle bazı grabenler sıyrılma fayının önünde veya üstünde yer almamaktadır (Alçiçek vd., 2019). **3-**Gediz grabeni kuzeyindeki KKD uzanımlı grabenlerin sıyrılma fayını parçalayarak geliştikleri belirtilmiştir (Sözbilir vd., 2011; Karaoğlu ve Helvacı, 2012; Ersoy ve Helvacı, 2016). Bu veriye göre sıyrılma fayının oluşumu ve yüzeye ulaşması bu grabenlerin açılmasından öncedir. Buna örnek olarak Bozdağ'ın daha kuzeyinden Simav ve daha güneyinden Çine dolayındaki sıyrılma fayları gösterilebilir (Verge, 1993; Işık ve Tekeli, 2001; Ring ve Collins, 2005; Erkül, 2010; Bozkurt vd., 2011). Bu bölgelerde KKD uzanımlı grabenler sıyrılma fayları üzerinde gelişmiştir (supradetachment). Özellikle Simav Grabeni kuzeyindeki bölgelerde KKD uzanımlı graben dolgularının tabanını masifin gnays ve sistleri oluşturmaktadır.

Erken-Orta Miyosen yaşlı transtansiyonal fayların dağılım örneği, Sözbilir vd., (2011)'in de vurguladığı gibi deformasyon elipsi uzun ekseninin bu dönemde az çok KKD-GGB uzandığını ve bölgenin sinistral makaslamaya (basit makaslama) uğradığını ve açılmaların makaslamaya paralel geliştiğini göstermektedir. Gerçekten de havza dolguları transtansiyonal fayların denetiminde geliştiklerini göstermektedir (Şekil 6) (Zanchi vd., 1993; Yılmaz vd., 2000; Sözbilir vd., 2011).

Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nun K ve G kanatlarını sınırlayan ve geniş alanlarda yüzlekler veren sıyrılma faylarını örten en yaşlı çökeller Üst Miyosen yaşlı (İztan ve Yazman, 1990; Ediger vd., 1996; Emre vd., 1996) kırmızı karasal çakıltaşlarıdır (Şekil 14, 15 ve 17). Horstu sınırlayan sıyrılma fayından, fay kinematiğine uygun yaş verileri gerçekten de bu çökel yaşlarıyla uyumlu olarak çoğunlukla 8-5 my aralığında

kümelenmektedir (Hetzl vd., 1995 ve 1998; Lips vd., 2001; Gessner vd., 2001; Sözbilir vd., 2011; Wölfler vd., 2017; Etzel vd., 2020) Ayrıca, K-G gerilmenin günümüzdeki ölçülen hızları, grabenlerin açılma miktarları vb. gibi dolaylı kinematik verilerin analizlerine dayandırılarak yapılan hesaplamalar da D-B uzanımlı grabenlerin açılmaya başlama zamanını Geç Miyosen'den daha geriye götürmemektedir (McKenzie, 1972, 1978; Jackson ve McKenzie, 1988a ve b; Patton ,1992; Westaway vd., 2005).

Yükselen horsttan derlenen kaba kırıntılılar horsttan uzağa her yönde sığ gösel çökellere geçmektedir (Şekil 17). Göl çökelleri Batı Anadolu'nun batı bölgelerinde, kuzeyde Çanakkale-Gülpınar dolayında (Karacık ve Yılmaz, 1998; Yılmaz ve Karacık, 2001; Gürer vd., 2016 ve 2021), orta bölgelerde Aliğa-Foça-Çeşme çevresinde (Genç ve Yılmaz, 2000., Genç vd., 2001), güneyde ise Babadağ eteklerinde denizel çökellerle geçişlidir (Yılmaz vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Yılmaz 2017a). Bu veriler Geç Oligosen'de yükselen Batı Anadolu-Ege karasının Geç Miyosen'in başında ya da hemen öncesinde çöktüğünü, bölgenin, deniz düzeyinden çok da yüksekte olmayan, az çok düz ve düzgün bir topoğrafya ile temsil edildiğini göstermektedir. Bu genel panorama dışındaki tek önemli kabartı çok da yüksek olmadığı anlaşılan Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nun ilk yükselimidir (Şekil 18b). Bu düşüncüyü destekleyen veriler şunlardır: A; Üst Miyosen yaşlı kırmızı karasal çökeller ve onlarla geçişli gösel ince taneli kırıntılı çökeller ve kireçtaşları Kuvaterner'de açılan D-B uzanımlı Gediz ve Büyük Menderes Grabenleri'nin fayları tarafından kesilmiş ve horstların üzerinde asılı kalmıştır (Şekil 1, 2 ve 18). Kırmızı karasal konglomeralar sıyrılma fayına yakın yüksek açıyla (<45°) fay düzlemine doğru eğimler kazanmıştır (back tilting) (Şekil 15) (Yılmaz vd., 2000). Düşük enerji ortamını temsil eden bu göl çökellerinin horst eksenine olan yakınlıkları dikkate alındığında (Şekil 17), Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nun Geç



Miyosen'de göllerle çevrili küçük bir yükselim olduğunu belli etmektedir (Şekil 18c). Çünkü kırıntılı çökeller tane boylarının küçülmesiyle kısa mesafede gölsel kireçtaşlarına yanal geçişler göstermektedir.

Aşağıda sıralanan morfolojik veriler, Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nun günümüzdeki yükseltisini Kuvaterner'de kazandığı görüşünü (Akgün ve Akyol 1999; Bozcu 2010; Buscher vd., 2013; Etzel vd., 2020) desteklemektedir; **A-** Horst yamaçlarında yüzeylenen sıyrılma fay düzlemleri üzerinde akaçlama ağı henüz gelişiminin erken evresindedir (Şekil 4 ve 14). Bu veri fay düzleminin örtüsünün çok yakın bir dönemde sıyrıldığının kanıtıdır. **B-** Fayı biçen vadiler enine kesit profili şampanya bardağı benzeri asılı vadi örnekleri sergilemektedir. **C-** Faya dik gelişmiş vadiler alt kotlarda kanyonlar oluştururken, üst kotlarda yayvan profilli vadilere (şampanya bardağı profili) dönüşmektedir (Şekil 4). Bu veri, başyukarı akarsu aşındırmasının (headward erosion) henüz platoya ulaşmadığını, yükselme hızının aşınma hızından yüksek olduğunu belli etmektedir. **D-** Eriştikleri 2000 m ye ulaşan yüksekliklere rağmen horstu üzerleyen platodaki akarsu yatakları hala yayvan, sığ ve mendereslidir (Şekil 4). Bu veri yükseltinin sağladığı enerjiyle akarsuların derine kazma aşamasına henüz geçemediklerini, yükselmenin hızlı ve yakın bir geçmişte gerçekleştiğini işaret etmektedir. **E-** Plato üzerindeki akaçlama sistemi ile ana vadi arasında kestirme bağlantıların oluşması için yeterli zamanın henüz geçmediği anlaşılmaktadır. Sıyrılma fayının dikleşmesinin de aynı sürece rastlaması (Öner ve Dilek, 2012; Sümer vd., 2020), D-B grabenlerin açılmasına bağlı olarak Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nun hızla yükseldiğini işaret etmektedir. Aşağıda sıralanan veriler, K-G gerilme rejiminin Geç Miyosen'den günümüze kadar bile sürekli olmadığını düşündürmektedir; **A-** Pek çok yörede, Kuvaterner yaşlı grabenlerini içinde ve çevrelerinde Üst Miyosen-Pliyosen çökeli yüzlekleri yoktur (Şekil 2 ve MTA 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritası

Denizli ve İzmir paftalarına bakınız). Bu veri bu çökellerin bölgesel ölçekte aşındırıldıklarını işaret etmektedir. Gerçekten de Bozdağ-Aydın Dağları Horst'undan uzakta Üst Miyosen-Pliyosen gölsel çökelleri de dahil tüm Neojen istifinin ve temel kayalarının üzerinde bölgesel bir aşınım düzlemi gelişmiştir (Şekil 17). Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nun hızla yükselmesi (Seyitoğlu vd., 2002; Öner ve Dilek, 2012; Nilius vd., 2019; Ocaoğlu, 2020; Maddy vd., 2020; Özpolat vd., 2020; Türesin ve Seyitoğlu 2021) ve grabenlerin bugünkü dar ve derin oluklar halinde gelişmeleri bu aşınma dönemini izlemiştir. Göl çökellerinin ve aşınım düzleminin parçaları günümüzde horstların üzerinde farklı yüksekliklerde korunabilmiştir (Şekil 1 ve 2).

Kuzeye ve güneye eğimli sıyrılma fayları boyunca hareketin ve aşınmanın aynı hızla gerçekleşmediğini düşündüren bazı veriler de vardır. Etzel (2020)'e göre kozmojenik <sup>10</sup>Be erozyon oranı Menderes Çekirdek Kompleksi'ni (Bozdağ-Aydın Dağları Horstu) kuzey ve güneyden sınırlayan sıyrılma faylarında farklı değerler vermektedir. Kuzey kanat da aşınma değerleri düşük (40-110 mm/by) olup daha dik olan güney kanatta 190-260 arasında değişmekte, 300'ün üzerine çıkmaktadır. Kuzey kanat boyunca sıyrılma 0,6-2 km/My<sup>-1</sup> olarak ölçülmüştür (Buscher vd., 2013). Ancak konuya tüm Batı Anadolu coğrafyası ölçeğinde bakıldığında dikkate alınması gerekli bir başka gözlem ise şudur; Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nun kuzeyindeki bölgelerde masifin amfibolit şist ve gnayslarla temsil edilen ileri dereceli metamorfik kayaları, sıyrılma fayının 10 km'den kalın kıta kabuğunu tektonik olarak aşındırması sonucunda (Bozkurt ve Oberhansli, 2001) Erken Miyosen'den önce yüzeylenmiştir. Güney alanlarda ise aynı dönemde Likya naplarının tektonik aşındırılmaları bile tümüyle tamamlanamamış, sadece masifin Mesozoyik yaşlı zayıf dereceli metamorfik örtü birimleri napların altından yüzeye ulaşabilmiştir.

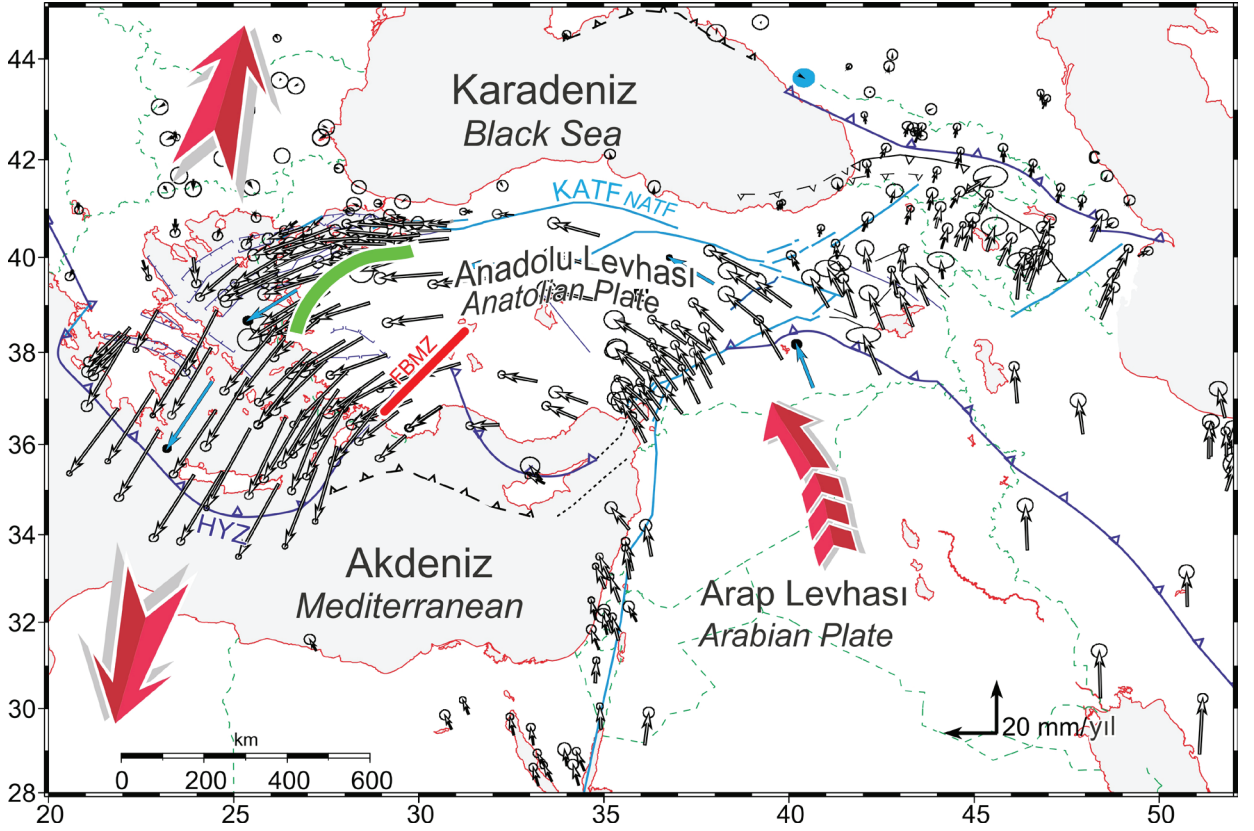
## Batı Anadolu'da Grabenlerin Gelişme Nedeni ve Zamanı Üzerine Yeni Bir Model

Batı Anadolu günümüzde iki bağımsız kuvvetin etkisi altında biçim değişimine zorlanmaktadır (Şekil 19);

1- Anadolu levhasının, Ege de saatin tersi yönünde dönerek, dalıp batan Doğu Akdeniz Levhası'nın üzerine ilerlemesi.

2- Anadolu Levhası'nın sınırlarından çok daha geniş alanlarda etkili olan, K-G gerilme rejiminin Batı Anadolu'ya olan etkileri.

Batı Anadolu'yu biçim değişimine zorlayan bu iki farklı kuvvetin başlama ve gelişme zamanları, Batı Anadolu grabenlerinin gelişmeye başlama zamanları ve süreleri ile yakından ilgili olduğundan aşağıda öncelikli bu iki konu ele alınarak tartışılacaktır.



Şekil 19. Avrasya'ya göre GPS vektör yön ve hızlarını gösteren harita (Reilenger vd., 2006'dan alınmıştır). Yeşil bant İzmir-Ankara kenet kuşağının yaklaşık yerini göstermektedir. KATF: Kuzey Anadolu Transform Fayı, FBMZ; Fethiye-Burdur Makaslama Zonu.

**Figure 19.** Map showing GPS vector directions and velocities relative to Eurasia (taken from Reilenger et al. 2006). The green band shows the approximate location of the İzmir-Ankara Suture Belt. NATF; North Anatolian Transform Fault, FBMZ; (FBSZ); Fethiye-Burdur Shear Zone.

Diğer kinematik verilerle de (Tiryakioğlu vd., 2019; Poyraz ve Hastaoğlu, 2020; Eyübagil vd., 2021) desteklenen GPS vektörleri, Anadolu levhasının batıya kaçmakta olduğunu ve batıda saatin tersi yönünde dönerek dalan levhanın üzerine ilerlediğini göstermektedir (Şekil 19) (Kahle vd., 1999; McClusky vd., 2000, 2003; Reilenger vd., 2006). Anadolu levhasının batıya kaçışına Arap Levhası'nın Anadolu Levhası'yla çarpışmasının neden olduğu bilinmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz 2017a; Yılmaz vd., 2022). Çarpışma, Eosen sonundan Miyosen sonuna kadar güneydoğu Anadolu Kenet Kuşağı boyunca karşılanmıştır (Yılmaz vd., 2022 ve ilgili kaynaklar). Arap Levhası'nın çarpışma sonrasında da kuzeye ilerlemeye devam etmesi, özellikle Doğu Anadolu'yu şiddetle etkilemeğe başlamıştır (Şengör 1980). Doğu Türkiye'nin blok halinde yükselmesi Geç Miyosen sonuna rastlar (Doğu Anadolu'nun tektonik gelişiminin evreleri için; Yılmaz vd., 2022). K-G sıkışmanın Doğu Anadolu'da aşırı yoğunlaşması Kuzey Anadolu Transform Fayı (KATF) ile Doğu Anadolu Transform Faylarını (DATF) oluşturmuş (Şengör, 1980), bu iki fay da Anadolu Levhasını belirlemiştir. Anadolu Levhası, birleşme noktası olan Karlıova'dan batıya kaçarak, sıkışmaya neden olan kuvvetin bir kısmını batıya iletmeğe başlamıştır (Şengör 1980; Yılmaz vd., 2022). Batı Anadolu'yla ilgisi açısından soru, Anadolu Levhası'nın kaçması Batı Anadolu ve Ege'yi ne zaman etkilemeğe başlamıştır?

Batı Anadolu'da Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun Geç Kretase'de dalıp batarak yok olduğu bilinmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz vd., 1995; Yılmaz, 1997). Saha verileri, kenet kuşağının oluşmasından sonra da süren K-G sıkışmanın Eosen sonuna kadar kenet kuşağı boyunca karşılandığını göstermektedir (Yılmaz vd., 1995; Yılmaz, 2017a). Devam eden yakınlaşmanın neden olduğu kompresif stresin bir kısmı İzmir-Ankara Kenet Kuşağı'nın oluşturduğu zayıflık zonu boyunca (Balıkesir-İzmir Makaslama

Zonu) güneybatıya ya transfer edilmektedir (Okay ve Siyako, 1993; Ring vd., 1999; Özkaymak vd., 2013) (Şekil 19). Dalıp batan okyanus levhasının geriye doğru (retreat; roll back) hareketinin neden olduğu levha kenarındaki yırtığın yüzeydeki izinin, bu makaslama zonu olduğu görüşü ileri sürülmüştür (Gessner vd., 2013., Uzel vd., 2015). Helen Yitim Zonu'nda Doğu Akdeniz okyanus litosferini doğuda doğrultu atımlı Pliny-Strabo Fayı'nın sınırladığı bilinmektedir. Bu fay kuzeyde Fethiye-Burdur sol yönlü doğrultu makaslama zonuna bağlanmaktadır (Hall vd., 2014) (Şekil 19). Bununla karşılaştırıldığında İzmir-Balıkesir Transfer Zonu'nda, Fethiye-Burdur Makaslama Zonu örneğindeki gibi belirgin tek bir fay zonu yoktur (Şekil 19). Bu bölgede geniş bir kuşağa dağılmış bazı fayların varlığı bilinmektedir (Uzel vd., 2013; Sümer vd., 2018). Litosferi biçen ana yırtığın tümüyle bu zayıflık zonunu izlediği de söylenemez. Anadolu Levhası'nın batıdaki dönme hareketinin etkileri çok geniş bir alanda görülmektedir (Şekil 19). Kuzeyde, Kuzey Anadolu Transform Fayı'nın Marmara Denizi'ne ulaştığı yöreden başlamakta (Piper vd., 1997 ve 2010) ve İzmir-Ankara Kenet Kuşağı'nı verevine geçerek güney alanlara uzanmaktadır (Şekil 19).

Batı Anadolu da K-G gerilme rejiminin nedeni olarak başlıca üç görüş ileri sürülmüştür;

- 1- İzmir-Ankara Kenet Kuşağı boyunca gelişen kıta-kıta çarpışmasının sonucunda kısılalp kalınlaşan orojenin çökmesi (Dewey ve Şengör, 1979; Dewey, 1988; Armijo vd., 1999; Van Hinsbergen, 2010)
- 2- Anadolu levhasının batı yönünde kaçmasının Ege-Batı Anadolu'da neden olduğu tektonik düzenleme (Şengör, 1980; Şengör vd., 1985; Piper vd., 2010; van Hinsbergen vd., 2010; Agostini vd., 2010; Philippon vd., 2014; Sözbilir vd., 2016).
- 3- Helen dalma batma/yitim zonunda dalıp batan Doğu Akdeniz Okyanus Litosferi'nin gerilemesi ya da dilimlenmesi (LePichon



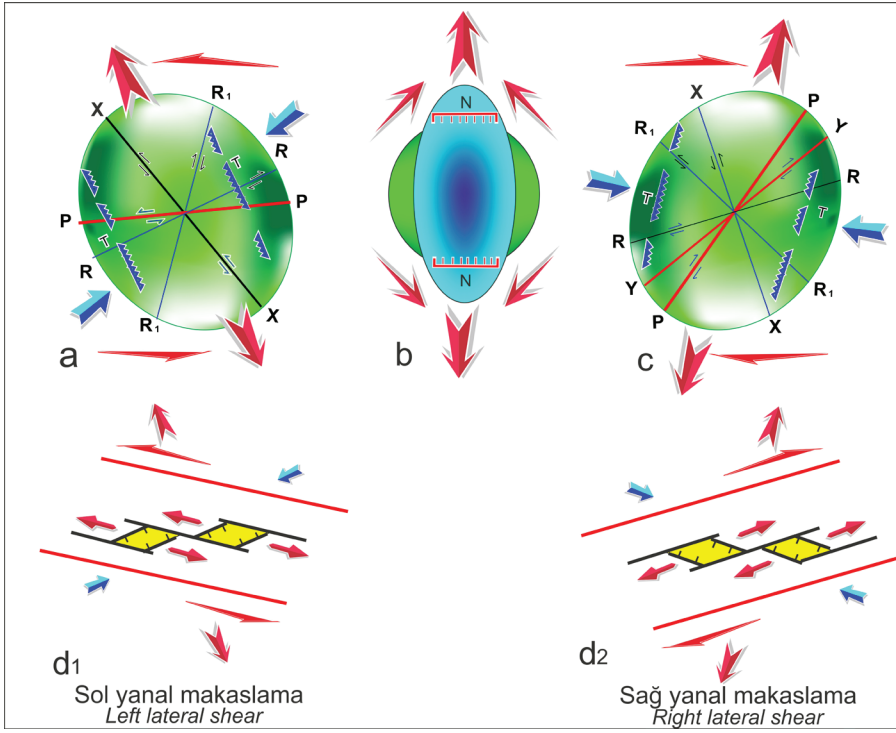
ve Angelier, 1979 ve 1981; Ring vd., 2000; Faccenna vd., 2003; Agostini vd., 2008; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Altunkaynak vd., 2013; Jolivet vd., 2013; Gürer vd., 2013; Burchfiel vd., 2018; Brun ve Scoutis, 2019; Altunkaynak vd., 2021).

Levhanın gerileme ya da dönmesinin üst levhada K-G gerilmeye neden olduğu son dönemde yaygınca kabul görmektedir. Jeofizik veriler gerçekten de dalan levhanın gerilediğini, dilimlendiğini ve koptuğunu göstermektedir (bu konu üzerinde veriler ve tartışmalar için; Wortel ve Spakman (2000), Bozkurt ve Mittwede (2005), Jolivet ve Brun (2010), Jolivet vd., (2013), Yılmaz (2017b). Ancak dalma batma/yitim hızının süreç içinde nasıl değiştiği, levha gerilemesi ve dilimlenmesinin zamanı konuları henüz yeterince aydınlatılamamıştır.

Batı Anadolu'nun batıya kaçmağa başlama zamanı ve KATF'nın Marmara Bölgesi'ne ulaşma zamanı konusundaki görüşler arasında büyük farklılıklar vardır (Armijo vd.1999; Yılmaz vd., 2022 ve kaynaklar). Çünkü hesaplamalar ve varsayımlar fayın Marmara Bölgesini ilk ne zaman etkilediğine ait jeolojik veri üretme ve yaşı buna dayandırma yerine Kuzey Anadolu Fayı'nın atımı, GPS verilerinin gösterdiği hızlar vb. gibi dolaylı verilere dayandırılmıştır. Bu tür kabullere dayalı yaklaşımlarla KATF'nın Marmara Bölgesi'ne ulaşma zamanı olarak önerilen yaşlar Erken-Orta Miyosen'den (Ketin 1957; LePichon and Angelier 1981; Philippon vd., 2014), Geç Miyosen-Pliyosen'e (Dewey ve Şengör 1979; Şengör vd, 1985; Westaway vd, 2005; Sözbilir vd., 2016) ve Geç Pliyosen-Pleistosene (Şaroğlu ve Yılmaz 1987; Gürer vd., 2006) kadar değişmektedir. Bu başlangıç zamanları arasında yaklaşık 20 milyon yılı kapsayan geniş bir zaman aralığı vardır.

Ege'nin K-G gerilme rejimi güneyde Helen dalma batma/yitim zonundan kuzeyde Balkanlar'a kadar geniş bir bölgeyi etkilemektedir (McKenzie, 1972; Jackson ve McKenzie 1988a ve b; Meulenkamp vd., 1988; Spakman vd., 1988; Taymaz vd., 1991; Burchfiel vd., 2018). Anadolu Levhası, gerilme rejiminden, Batı Anadolu'yu çembersel bir hareketle dönerek geçerken etkilenmektedir. Bir diğer değişle içinden geçerken deformasyon elipsinin konumu da değişime uğramaktadır (Şekil 20). Elipsin uzun ekseninin yönü gerilme rejiminin başlangıç ve daha sonraki dönemlerinde yerel ve bölgesel ölçekte değişmektedir. Paleomanyetik veriler bölgenin ve yerel alanların saat ve saatin tersine döndüğünü göstermektedir (İşseven vd., 1995; Piper vd., 1996; Orbay vd., 2001; Kissel vd., 2003; van Hinsbergen 2010; Wölfler vd., 2017; Poyraz ve Hastaoğlu 2020; Eyübagil vd., 2021), örneğin Uzel vd., (2015) bölgenin Erken Miyosen'den beri İzmir Balıkesir Transfer Zonu'nda saat yönünde 23° Menderes Masifi'nde ise saatin tersi yönündeki 23° dönme, Geç Miyosen'de saat yönünde 25° dönme geçirdiğini belirtmektedir. Sakellariou ve Tsampouraki-Kraunak (2019) çok disiplinden derlenen verilerle Ege'de levhanın hareket yönünde Pliyosen'de önemli bir değişim olduğunu ve bu süreçte K-G gerilmeyle D-B açılmanın yerini doğrultu atımlı faylara bağlı transtansiyonel açılmaların aldığını belirtmiştir.

Fay kontrollü bloklarda gelişen yerel rotasyonlar da levha hareketine eklenmektedir (İşseven vd., 1995; Westerveel vd., 2000; Orbay vd., 2001; Wallace vd., 2008; Aktuğ vd., 2009; Piper vd., 2010; Uzel vd., 2015; Şaroğlu ve Güler, 2020; Cengiz vd., 2021). Şaroğlu ve Güler (2020) yerel fay sınırlı blokların yarı bağımsız hareket ettiklerini belirtmektedir. Ege'de görülen graben gruplarının doğrultularındaki yerel ve bölgesel farklılıklar olasılıkla bu etkinin sonuçlarıdır.



**Şekil 20.** Batı Anadolu'yu biçim değişimine zorlayan güçlerin bileşke yönlerinin süreç içinde değişen konumlarını gösteren deformasyon elipsoidleri; **a**-Erken-Orta Miyosen, **b**-Pliyo-Kuvaterner, **c**- Geç Kuvaterner. **a)** Erken-Orta Miyosen de deformasyon elipsinin uzun eksenine az çok paralel, KKD doğrultulu transtansiyonal havzaların gelişmesini açıklamaktadır. **b)** Elipsin, uzun ekseninin Pliyo-Kuvaterner başında saat yönünde K-G'ye doğru dönmesiyle, yalın makaslamanın etken olduğu doğrultu atımlı fayların sınırladığı, Batı Anadolu'nun egemen morfotektonik unsurları olan, D-B uzanımlı grabenler gelişmiştir. **c)** Geç Kuvaterner de elipsin uzun ekseninin saat yönünde dönmeğe devam etmesinin sonucunda, Batı Anadolu'nun Batı kesimlerinde ve özellikle sahil kesimlerinde KKB doğrultulu transtansiyonel faylar ve fay çiftlerinin (conjugated faults) sınırladığı genç havzalar gelişmiştir. **d1)** Erken-Orta Miyosen'de sol yanal makaslama ile **d2)** Geç Kuvaterner'de sağ yanal makaslama ile gelişen aralı aşmalı (en echelon) havzaların gelişimini gösteren taslak haritalar.

**Figure 20.** Deformation ellipsoids showing the changing positions of the resultant aspects of the forces that forced Western Anatolia to deform: **a**- Early-Middle Miocene, **b**- Plio-Quaternary, **c**- Late Quaternary. **a)** In the Early-Middle Miocene, the deformation explains the development of transtensional basins in the NNE direction, more-or-less parallel to the long axis of the ellipse. **b)** With the clockwise rotation of the ellipse's long axis towards N-S at the beginning of the Plio-Quaternary, E-W trending grabens were developed, which are the dominant morphotectonic elements of Western Anatolia, bounded by strike-slip faults, which are the factors of pure shear. **c)** . As the long axis of the ellipse continued to rotate clockwise in the Late Quaternary, young basins bounded by NW trending transtensional faults and conjugated faults developed in the western parts of Western Anatolia and especially in the coastal areas. **d1)** Draft maps showing the development of intermittent (en echelon) basins developed by left-lateral shear in Early-Middle Miocene, and **d2)** by right-lateral shear in the Late Quaternary.

Şekil 20a, b ve c, Batı Anadolu'yu geçerken Anadolu levhasını etkileyen hareketlerin bu bölgede oluşturması beklenen bileşke deformasyonunu deformasyon elipsleriyle göstermektedir. Şekil 20a, Anadolu Levhası'nın

batıda güneybatıya dönmeye başladığı Erken Miyosen başında deformasyon elipsinin olası konumu ile uzun ekseninin yönünü göstermektedir. Bu dönemde gerilme az çok K-G olmakla birlikte dönme sonucunda oluşan sapma ile basit

makaslamanın geliştirdiği, gerilme yönüne paralel bir dizi KKD-GGB doğrultulu transtansiyonel havza gelişmiştir (Şekil 20d1) (Zanhci vd., 1993; Hetzel vd., 1995; Sözbilir vd., 2011). Levhanın dönme hareketinin devamında elipsin konumu da değişime uğramıştır. Kuvaterner başında gelişen D-B doğrultulu havzalar olasılıkla yalın makaslamanın ürünüdür (Şekil 20c). Çünkü bu dönemde eğim atımlı fayların sınırladığı havzalar bölgeye egemen olmuştur. Bu grabenler Erken-Orta Miyosen’de gelişmiş olan transtansiyonel KKD doğrultulu havzaların devamlılığını sonlandırmış ve onları, horstlarda asılı graben konumuna getirmiştir (Şekil 1, 2 ve 18c).

Deformasyon elipsinin konumunun değişmeğe devam etmesiyle Geç Kuvaterner’de KKB-GGD uzanımlı genç faylar ve bunların açtığı transtansiyonel havzalar gelişmiştir (Şekil 18d, 20c ve d2). Bu genç havzalar yaşlı havzaları kesmiş ve doğrultu atımlı faylar ise konumlarını değiştirmiştir (Şekil 1, 3, 8 ve 18d). Bu dönemde Anadolu Levhası’nın Helen dalma zonuna doğru dönerek GB yönünde ilerlemesi sürecinde harekete karşı yerel bir direnç oluştuğunda bunun sol yönlü doğrultu atımlı fay geliştirmesi beklenir ki D-B uzanımlı grabenler de de buna uygun olarak yer değiştirmeler gerçekleşmiştir. Dönme hareketinin sol yönlü doğrultu atımlı fay geliştirmesinin bir diğer mekanik açıklaması ise Euler çemberlerinin hız farklarıdır. Dönüş sırasında Ege Denizi üzerindeki vektöryel hızlar, Anadolu karasındakilerden daha yüksek olduğundan (Şekil 19) bu rejim altında oluşacak bir dirence bağlı faylanmaların da sol yönlü doğrultu atımlı faylar geliştirmesi beklenir.

Yılmaz (2017b), Simav ve Çine Sıyırılma Fayları ve graben dolgularının daha yaşlı, buna karşılık Alaşehir-Gediz ve Büyük Menderes Graben ve sıyırılma faylarının ise daha genç olduğunu belirtmiştir. Sıyırılma fayı yaş verileri bu görüşü desteklemektedir (Lips vd., 2001; Beccalotto ve Steiner, 2005; Catlos vd., 2010; Gessner vd., 2001; Ersoy vd., 2010; Bozkurt vd.,

2011). Etzel vd., (2020)’e göre Simav Grabeni Sıyırılma Fayı 20 m yıl önce hızla sıyırılarak yükselmiş buna karşın Alaşehir Sıyırılma Fayı daha sonra ve 2 evrede (14 ve 5my) yükselmiştir. En son yükselme fazı Üst Miyosen karasal çökellerinin gelişme ve sıyırılma yaşlarıyla uyumludur.

Sonuç olarak Batı Anadolu, birbirini izleyen sıkışma yükselme ve çökmeler geçirmiş bir orojenik kuşağı temsil etmektedir. Erken Miyosen’de başlayan, araya sakin dönemlerin girdiği K-G gerilme rejimi günümüzde yaklaşık 20 mm/y yüksek bir hızla sürmektedir.

## SONUÇLAR

Bu çalışmada Batı Anadolu’da Selçuk ilçesi dolayında yer alan, üç tarafı faylarla sınırlı, batıda ise denize açılan dar ve küçük grabene Selçuk Grabeni adı verilmiştir. Selçuk Grabeni Küçük Menderes Grabeni’nin batı ucunda yer almaktadır. Selçuk Grabeni’ni doğudan sınırlayan doğrultu atımlı faylar Kuvaterner’de Küçük Menderes Grabeni’nin ucunu biçmiş ve güneybatı yönünde ötelemiştir. Bu aşamadan sonra Selçuk Grabeni varlığını bağımsız bir graben olarak sürdürmüştür. Bu süreçte, özellikle doğrultu atımlı faylar, grabenin içi ve güney kenarında grabenin uzanımına az çok paralel, dar ve uzun sırtlar geliştirmiştir. Fay sınırlı sırtlarda metamorfik temel kayaları yükselmiştir. Selçuk Grabeni’ni sınırlayan güney horstta ileri dereceli metamorfik şist-gnays ve amfibolitler kuzey horstta ise metakarbonatlar mostra vermektedir. Graben dolgusunu Küçük Menderes Nehri’nin akarsu çökelleri oluşturur. Bunların bazı mostraları doğrultu atımlı fayların sınırladığı basınç sırtlarında ve horst bloklarında görülmektedir.

Selçuk Grabeni, Batı Anadolu’nun yapısal evrimi içinde biçimi en son şekillenen grabenlerinden birisidir. Oluşumu, ona doğu alanlarda komşu olan ve günümüzde Batı Anadolu’nun en önemli morfolotektonik öğelerini



temsil eden Gediz ve Büyük Menderes Grabenleri ile Bozdağ -Aydın Dağları Horstu'nun ana oluşum evrelerinden sonradır.

Batı Anadolu'nun morfotektonik evriminde şu aşamalar ayırt edilmektedir; Geç Eosen-Oligosen de Ege bölgesi'nin deniz alanı ve çevreleyen kara alanları; Yunan ana karası, Balkanlar ve Batı Anadolu topluca yükselen bir orojeni temsil eden kara konumundadır. Geç Oligosen-Erken Miyosen'de orojenin çökmesi ve bununla bağlantılı K-G gerilmeyle sıyrılma fayları gelişmiştir. Litosferi biçen bu faylar özellikle Biga Yarımadası'nın güneyindeki yörelerde derinden ileri dereceli metamorfik kayaları yüzeylemiştir. Erken-Orta Miyosen'de Batı Anadolu'da KKD doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylar ve bu transtansiyonal fayların denetlediği havzalar, yüzeylenmiş olan Menderes Masifinin ileri dereceli metamorfik kayaları üzerinde gelişmiştir. Bu havzalar gelişirken oluşan açılma çatlakları magma çıkışlarını da yönlendirmiştir.

İzleyen evrede gerilmenin hızı azalmış ve bölge tektonikçe sakin bir dönem geçirmiştir. Geç Miyosen-Erken Pliyosen'e rastlayan bu dönem aynı zamanda Bozdağ-Aydın Dağları Horstu'nun morfolojik bir kabartı olarak da yükselmeye başladığı ilk dönemdir. Bu küçük engebe deniz düzeyinden çok da yüksek olmayan sığ göllerle çevriliydi. Sakin bu dönemin morfolojideki izleri bölgesel ölçekte gelişen yatay konumlu aşınım düzeyidir.

Kuvaterner'de gerilme rejimi şiddetini artırmıştır. Yeni ve etkili bu K-G gerilme rejiminde, normal faylarla sınırlı, Batı Anadolu'nun egemen morfotektonik unsurları olan D-B uzanımlı grabenler gelişmiştir. İzleyen süreçte Anadolu Levhası'nın batıya kaçması Batı-Anadolu ve Ege'yi etkilemeğe başlamıştır. Anadolu Levhası'nın Ege'de saatin tersi yönünde dönerek Helen Yitim Zonu üzerine ilerlemesi Batı Anadolu'yu temsil eden deformasyon elipsinin uzun eksenini kuzeybatıya çevirmiştir. Buna bağlı

olarak Batı Anadolu sahil alanlarında bir dizi sol yönlü doğrultu atımlı fay ve fay çiftleri (conjugated faults) oluşmuştur. Sol yönlü doğrultu atımlı faylar D-B grabenlerin denize yakın batı uçlarını biçerek onları güneybatıya doğru ötelemiştir. Fay çiftleri ise sahile yakın alanlarda verev konumlu genç graben havzaları oluşturmuştur. Selçuk Grabeni'nin oluşumu bu aşamada gerçekleşmiştir. Bu havzanın oluşumunda hem tek hem de fay çiftlerinin etkileri ayırt edilmektedir.

### EXTENDED SUMMARY

*The Selçuk Graben is an approximately E-W trending graben located at the western tip of the Küçük Menderes Graben (Figure 1 & 2). The Selçuk Graben developed where a young strike-slip fault zone cut, and the Küçük Menders Graben was left laterally and displaced its western tip (Figure 2 & 3). Since the displacement, the Selçuk Graben has had a semi-independent evolution.*

*The geology of the Selçuk Graben may be summarized as follows; high-grade metamorphic rocks of the Menderes Massif crop out along the horst that bound the graben (Figure 3). The rocks are schists-gneisses, amphibolite, and a meta carbonate succession in the southern and northern horsts, respectively. The fill of the graben is semi-lithified fluvial conglomerates from the Küçük Menderes River. The graben bounding the faults are approximately E-W trending normal faults (Figure 3). The faults that define the southern horst are more prominent and seismically active (Figure 8 & 9), forming clear steps in the morphology (Figure 9). One example of good exposure of the steep fault planes may be seen at the location of the Virgin Mary's statue near the ancient city of Ephesus (Figure 10). The northern horst is morphologically less distinct (Figure 9). However, hanging stream valleys may be used as morphological indicators of normal faults (Figure 11).*

Many strike-slip faults exist in and around the Selçuk Graben (Figure 8 & 9), which may be divided into two groups according to their trends (Figure 9). The approximately N-S trending faults are more numerous and dominant. The faults cut and displaced the graben structures (Figure 9) and adjoin the major strike-slip fault zone that displaced the Selçuk Graben from the Küçük Menderes Graben (Figure 8 & 9). Thus, they may be evaluated as belonging to the same group of faults. The other strike-slip faults align sub-parallel to the graben (Figure 9), however, in places, they also cut and displaced the graben structures at an acute angle. The strike-slip faults may be identified by their typical morphological imprints. Among these are linear ridges, offset streams, and sag valleys (Figure 13).

The two strike-slip fault groups of different trends have formed coevally and thus may be evaluated as cogenetic. Since the strike-slip faults cut the graben structures they are therefore younger, and have possibly formed during the later periods of the Quaternary.

A brief discussion is included in the following paragraphs to assess the tectonic development of the Selçuk Graben in light of the evolution of western Anatolian grabens.

Metamorphic rocks form the basement of western Anatolia. Above the metamorphic basement, three rock-stratigraphic units developed during the Neogene and Quaternary as the cover sediments (Figure 5). The lower unit comprises coarse-to-fine terrestrial rocks of Lower-Middle Miocene age. They are observed commonly in the NNE trending graben depressions.

The middle unit is generally low-energy sediments (Figure 5), deposited mainly in shallow lakes during the Late Miocene-Early Pliocene period. They are observed in the entire western Anatolia, from the Marmara Sea region in the north to the slopes of the Taurus Mountains in the south (Figure 2). The upper unit is semi-lithified

fluvial conglomerates of Quaternary age (Figure 5), which were formed mainly in the E-W trending graben depressions (Figure 1, 2 & 4).

In the following paragraphs, we briefly describe five of western Anatolia's major morphotectonic entities, following their sequence of development.

(1) Detachment faults. Some outcrops of detachment faults may be observed in western Anatolia from the border of the Taurus mountains in the south to the Biga Peninsula in the north. In west Anatolia's central and southern regions, detachment faults elevated the Menderes Massif as a core complex(es?). Their best exposure is observed on both flanks of the Bozdağ-Aydın mountains horst of the central region (Figure 4, 14 & 15). The ages (8-5 my) obtained from the detachment fault planes in these exposures are younger than those exposed in the northern plane, e.g., the Simav detachment fault, or in the southern detachment fault, e.g., Çine detachment faults (25-20 my; Gessner et al., 2009). Further research is required to establish whether they represent parts of the same detachment fault that extends at the top of the horsts (Figure 16) from the south to the north.

(2) NNE trending grabens. Right-lateral strike-slip faults bound these grabens (Figure 2 & 6) which represent transtensional en-echelon faults that control the sediment deposition of the graben fill. Grabens with similar characteristics may be traced from the Biga Peninsula to the Bozdağ Horst (Figure 2 & 18d). In recent studies, these grabens have been regarded as cross grabens with respect to the approximately E-W striking detachment faults that surround the Bozdağ-Aydın mountains horst. However, some of these grabens display no time or space, and thus are genetic connections with the detachment faults (Figure 18d). They are located on the horsts bordered by the E-W trending Simav and Gediz grabens as hanging grabens (Figure 1 & 18d).



(3) *Regional flat-lying erosional surface of Late Miocene-Pliocene age. A regionwide flat-lying erosion surface is observed in the entire western Anatolia developed above the succession, including the Upper Miocene-Lower Pliocene low-energy sediments (Figure 1, 4 & 17). This surface may be used as a key stratigraphic horizon to give a relative date to the time of development of the other major morphotectonic entities. In the Biga Peninsula, the Upper Miocene-Lower Pliocene lacustrine limestones, fine-grained detrital sediments, and the overlying erosional surface cover the older rocks, including the NNE trending lower-Middle Miocene horsts and grabens and the separating horsts (Figure 2). This observation indicates that the graben-horst reliefs formed during the early-Middle Miocene period were considerably smoothed when shallow lakes invaded the region (Figure 18b). Outcrops with a flat-lying erosional surface may be observed at various altitudes from the lowlands to the top of the horsts (Figure 4 & 17), which indicates that the present morphological reliefs of western Anatolia postdate the development of Late Miocene-Early Pliocene erosion.*

(4) *E-W trending grabens. These are western Anatolia's most distinct morphotectonic entities (Figure 1, 2 & 18d). There are about ten grabens in western Anatolia, from the northern Aegean Sea region to the Mediterranean Sea (Figure 2 & 18d). They are commonly asymmetrical. One side is steeper and morphologically more distinct than the opposite side (Figure 1, 8 & 9). Normal faults separate the grabens and the horsts (Figure 8 & 9).*

*The largest grabens and the most distinct horst of western Anatolia are the Gediz and Büyük Menderes grabens and the Bozdağ-Aydın mountains horst (Figure 1 & 8) that is located between them. The graben boundary gravity faults that align along the Bozdağ-Aydın mountains horst on both sides are morphologically prominent (Figure 1 & 8) and seismically active compared*

*to the faults that define the opposite sides of the grabens (Figure 8 & 9). The normal faults are young and generally steep. They cut and displaced the detachment faults along both slopes of the Bozdağ-Aydın mountains horst (Figure 2 & 4).*

*Fills of the E-W grabens are fluvial conglomerates of Quaternary age. These may be traced hundreds of kilometers along the graben shoulders. The seismic exploration data supported by the drill data show that the older units are present only where they were trapped within the E-W graben depressions (Figure 7), where the thickness of the graben fill reaches up to 3 km in thickness. Otherwise, the average thickness of the E-W trending graben fill rarely exceeds 500 m.*

(5) *NNW striking strike-slip faults and conjugated faults. These faults are dominant structures of western Anatolia's coastal region, determining these regions' morphotectonical patterns (Figure 1a & 18d). They cut the west edge of the E-W grabens and displace them to SW (Figure 1, 8, 9 & 18d). The conjugated faults, on the other hand, are where they push the blocks to which they are bound to the west toward the Aegean Sea (Figure 1 & 18d). As the fault-bounded blocks moved away from the convergence areas, asymmetrical grabens were developed (Figure 1 & 18d). These younger grabens trend diagonally with respect to the E-W trending grabens. The age of the NNW faults and the conjugated faults that define the young grabens may be comparatively estimated as late Quaternary because they are younger than the E-W grabens of Quaternary age.*

### **Development of the Selçuk Graben**

*The E-W graben-horst system of western Anatolia was developed under the N-S extensional regime during the Quaternary (Figure 20b). The Küçük Menderes Graben is on the Bozdağ-Aydın mountains horst block, located between the two largest grabens of western Anatolia, the Gediz and*


*Büyük Menderes grabens (Figure 1). The Küçük Menderes Graben formed when the elevated horst block began to subside during the Quaternary. In this period, the Selçuk Graben was located at the western tip of the Küçük Menderes Graben.*

*When the North Anatolian Transform Fault reached the Marmara Region, the Anatolian Plate began to rotate southwesterly onto the Hellenic Trench. The western Anatolian-Aegean regions began to be deformed under the combined effects of two major forces; (1) the N-S extension, and (2) The south-westerly rotation of the Anatolian Plate (Figure 19). They caused the long axis of the deformation ellipse to rotate to NNW (Figure 20 a-c). Consequently, the NNW striking faults and the conjugated fault were formed during the later period of Quaternary. The young faults cut and displaced the western tip of the Küçük Menderes Graben and redefined the Selçuk Graben as a small and semi-independent graben. In the following periods, new strike-slip faults were developed and changed the original morphotectonic shape of the graben. The new tectonic regime is continuing at a high rate, as the seismic activity reveals.*

## KATKI BELİRTME

Araştırmamızın bazı saha gözlem ve verilerini “Anadolu doğal taşlarının araştırılması” projesinin saha gezileri sırasında derleme şansı bulduk. Projenin yöneticisi Prof. Dr. Erdoğan Yüzer’e şükranlarımızı arz ederiz. Morfoloji haritalarının Sayısal Yükseklik Modeli perspektif görüntülerini hazırlayan Cihan Tuncer’e en içten teşekkürü borç biliyoruz. Makalemiz, editör Prof. Dr. Erdinç Yiğitbaş’ın teşvikleriyle oluştu. Prof. Dr. Hasan Sözbilir ve Prof. Dr. Murat GÜL hakem incelemeleriyle yazımıza değerli katkılar yaptılar, kendilerine içten teşekkürlerimizi sunarız.

## ORCID

Yücel Yılmaz  <https://orcid.org/0000-0002-4851-0822>

Ömer Feyzi Güler  <https://orcid.org/0000-0001-7210-769X>

Yücel Erbay  <https://orcid.org/0009-0004-3270-179X>

## KAYNAKLAR / REFERENCES

- Agostini, S., Ryan, J. G., Tonarini, S. & Innocenti, F. (2008). Drying and dying of a subducted slab: coupled Li and B isotope variations in Western Anatolia Cenozoic volcanism. *Earth Planetary Science Letters*, 272, 139–147.
- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P. & Tonarini, S. (2010). On the geodynamics of the Aegean rift. *Tectonophysics* 488(1-4). <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.025>
- Akgün, F. & Akyol, E. (1999). Palynostratigraphy of the Coal-Bearing Neogene Deposits Graben in Büyük Menderes Western Anatolia. *Geobios*, 32(3):367-383. [https://doi.org/10.1016/s0016-6995\(99\)80013-8](https://doi.org/10.1016/s0016-6995(99)80013-8)
- Aksu, A. E., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M. & Piper, D. J. W. (1990). Quaternary tectonic and sedimentary history of Eastern Aegean Sea shelf area (Doğu Ege Denizi şelf alanının Kuvaterner’deki tektoniği ve tortul tarihçesi). *Jeofizik*, 4, 3-35.
- Aktar, M., Karabulut, H., Özalaybey, S. & Childs, D. (2007). A conjugate strike-slip fault system within the extensional tectonics of western Turkey. *Geophysical Journal International*, 171(3), 1363–1375. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03598.x>
- Aktuğ B., Nocquet, J. M., Cingöz, A., Parsons, B., Erkan, Y., England, P., Lenk, O., Gürdal, M. A., Kilicoglu, A., Akdeniz, H. & A. Tektül (2009). Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data; limits to block-like behavior. *Jour. Geophys. Res.* 114(5), 1978-2012. <https://doi.org/10.1029/2008JB006000>
- Akyol, N., Zhu, I., Mitchell, B. J., Sözbilir, H. & Kekovalı, K. (2006). Crustal structure and local seismicity in western Anatolia. *Geophysical Journal International* 166(3), 1259-1269. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03053.x>



- Alçıçek, H. (2010). Stratigraphic correlation of the Neogene basins in southwestern Anatolia: regional palaeogeographical, palaeoclimatic and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291, 297–318.
- Alçıçek, M. C., Brogi, A., Capezzuoli, E., Liotta, D. & Meccheri, M. (2013). Superimposed basin formation during Neogene–Quaternary extension in SW-Anatolia (Turkey): insights from the kinematics of the Dinar fault zone. *Tectonophysics*, 608, 713–727.
- Alçıçek M. C., Mayda, S., ten Veen J. Y., Boulton, S. J & et al. (2019). Reconciling the stratigraphy and depositional history of the Lycian orogen-top basins, SW Anatolia. *Paleobiodiversity and Paleoenvironments*, 99, 551-570. <https://doi.org/10.1007/s12549-019-00394-3>
- Aldanmaz, E. (2002). Mantle source characteristics of alkali basalts and basanites in an extensional intracontinental plate setting, western Anatolia, Turkey: Implications for multi-stage melting. *International Geology Review*, 44(5), 440–457. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.5.440>
- Altunkaynak, Ş. & Yılmaz, Y. (1998). The mount Kozak magmatic complex, western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85,(1-4), 211-231., [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00056-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00056-0)
- Altunkaynak, Ş. & Yılmaz, Y. (1999). The Kozak Pluton and its emplacement. *Geological Journal*, 34(3), 257-274. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1034\(199907/09\)34:3<257::AID-GJ826>3.0.CO;2-Q](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1034(199907/09)34:3<257::AID-GJ826>3.0.CO;2-Q)
- Altunkaynak S., Dilek Y., Genç S. C., Sunal G., Gertisser R., Furnes H., Foland K. A. & Yang J. (2012), Spatial, temporal and geochemical evolution of Oligo-Miocene granitoid magmatism in western Anatolia, Turkey. *Gondwana Research* 21(2012), 961–986.
- Altunkaynak, Ş & Dilek, Y. (2013). Eocene mafic volcanism in northern Anatolia: its causes and mantle sources in the absence of active subduction. *International Geology Review*, 55(13), 1641-1659. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.792497>
- Altunkaynak, S., Sunal, G., Aldanmaz, E., Genç, S. C., Dilek, Y., Furnes, H., Foland, K.A., Yang, J. & Yıldız, M. (2013). Eocene Granitic Magmatism in NW Anatolia (Turkey) revisited: New implications from comparative zircon SHRIMP U-Pb and <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar geochronology and isotope geochemistry on magma genesis and emplacement. *Lithos*, 155, 289-309.
- Altunkaynak, Ş., Ünal, A., Sunal, G., Kamacı, Ö. & Dunkl, I. (2021). Miocene uplift and exhumation history of northwestern Anatolia (Turkey): Implications from apatite (U-Th)/He thermochronology of syn-extensional plutons. *Journal of Asian Earth Sciences* 213, Article 104770. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104770>
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., & Barka, A. (1999). Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, 27(3), 267–270. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0267:WPOTNA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0267:WPOTNA>2.3.CO;2)
- Asti, R., Facenna, C., Rossetti, F., Malusà, M.G., Gliozzi, E., Faranda, C., Lirer, F. & Cosentino, D. (2019). The Gediz supradetachment system (SW Turkey): magmatism, tectonics, and sedimentation during crustal extension. *Tectonics*, 38(4), 1414-1440.
- Baran. Z. Ö. & Dilek, Y. (2011). Supradetachment basin evolution during continental extension; The Aegean province of western Anatolia, Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 123(11-12), 2115-2141. <https://doi.org/10.1130/B30468.1>
- Başarır, E., (1981). *1/25.000 Ölçekli Aydın M18-b1 Paftası Jeoloji Haritası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Harita Arşivi, Ankara.
- Bayrak, S. B., Ünal, A., Güraslan, I. N., Kamacı, Ö. & Yiğitbaş, E. (2021). Insights into a dextral transtensional shear zone in NW Anatolia, Turkey: Preliminary results from the three dimensional strain and kinematic analyses of the Marmara Granitoid. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, EGU21-12884
- Beccaletto, L. & Steiner, C. (2005). Evidence of Two-Stage Extensional Tectonics from the Northern Edge of the Edremit Graben, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18(3/4), 283-297. <https://doi.org/10.3166/ga.18.283-297>
- Becker-Platen, J. D. (1970). Lithostratigraphische Untersuchungen im Kanozoikum Südwest Anatoliens (Türkei)-Kanozoikum und

- Braunkohlen der Türkei. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, vol. 97. German Geological Survey BGR, Hannover.
- Benda, L. (1971). Principles of the palynologic subdivision of the Turkish Neogene (Kainozoikum und Braunkohlen der Türkei 3). *Newsletters on Stratigraphy* 1(3), 23-66. <https://doi.org/10.1127/nos/1/1971/23>
- Benda, L., Innocenti, F. Mazzuoli, R., Radicati, F. & Steffens, P. (1974). Stratigraphic and radiometric data of the Neogene in Northwest Turkey. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft Band 125* (2), 183-193. <https://doi.org/10.1127/zdgg/125/1974/183>
- Benda, L. & Meulenkamp, J. E. (1990). Biostratigraphic correlations in the Eastern Mediterranean Neogene 9. sporomorph associations and event stratigraphy of the Eastern Mediterranean Neogene. *Newsletters on Stratigraphy*, 23(1), 1-10.
- Bircan, A., Bozbay, E., Gökdeniz, S., Kozan, A.T. ve Ögdüm, F. (1983). Gediz graben sisteminin yeni veriler ışığında yorumu. 37. *Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı*, 21-25 Şubat 1983.
- Bonev, N., Beccalotto, L., Robyr, M. & Monie, P., (2009). Metamorphic and age constraints on the Alakeçi shear zone: implications for the extensional exhumation history of the northern Kazdağ Massif, NW Turkey. *Lithos* 113, 331-345. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.02.010>
- Borsi, S., G. Ferrara, F. Innocenti & R. Mazzuoli (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island). *Bulletin Volcanologique*, 36, 473-496.,
- Bozcu, M., (2010). Geology of Neogene basins of Buldan-Sarıcaova region and their importance in Western Anatolia neotectonics. *International Journal of Earth Sciences*, 99(4), 851-861. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0431-7>
- Bozkurt, E. & Park, R.G. (1994) Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *Journal of the Geological Society*, 151, 213-216. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.2.02>
- Bozkurt, E., (2000). Timing of Extension on the Büyük Menderes Graben, Western Turkey, and Its Tectonic Implications. In: E. Bozkurt, J. A. Winchester & J. D. A. Piper (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications*, 173, 385-403. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2000.173.01.18>
- Bozkurt, E. (2001). Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16(2-6), 61-81. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(03\)00002-0](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(03)00002-0)
- Bozkurt E. (2004). Granitoid rocks of the southern Menderes Massif (southwestern Turkey): field evidence for Tertiary magmatism in an extensional shear zone. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 52-71.
- Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-Trending Basins in Western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16(2-6):61-81. [https://doi.org/10.1016/s0985-3111\(03\)00002-0](https://doi.org/10.1016/s0985-3111(03)00002-0)
- Bozkurt, E. & Satır, M. (2000). The southern Menderes Massif (western Turkey): geochronology and exhumation history. *Geological Journal* 35(3-4), 285-296. <https://doi.org/10.1002/gj.849>
- Bozkurt, E. & Oberhänsli, R. (2001). Menderes Massif (western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution-a synthesis. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 679-708. <https://doi.org/10.1007/s005310000173>
- Bozkurt, E., Yusufoglu, H., Seyitoglu, G., Çemen, I. & Tekeli, O. (2002). Discussion on the extensional folding in the Alaşehir (Gediz) Graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 159(1), 105-109
- Bozkurt, E. (2004). Granitoid rocks of the southern Menderes Massif (southwestern Turkey): field evidence for Tertiary magmatism in an extensional shear zone. *International Journal of Earth Sciences* 93, 52-71.
- Bozkurt, E., Sözbilir, H. (2004). Tectonic Evolution of the Gediz Graben: Field Evidence for an Episodic, Two-Stage Extension in Western Turkey. *Geological Magazine*, 141(1):63-79. <https://doi.org/10.1017/s0016756803008379>
- Bozkurt, E. & Mittwede, S. K. (2005). Introduction: Evolution of Continental Extensional Tectonics of Western Turkey. *Geodinamica Acta*, 18(3/4):153-165. <https://doi.org/10.3166/ga.18.153-165>

- Bozkurt, E. & Rojay, B. (2005). Episodic, Two-Stage Neogene Extension and Short-Term Intervening Compression in Western Turkey: Field Evidence from the Kiraz Basin and Bozdağ Horst. *Geodinamica Acta*, 18(3/4), 299-316. <https://doi.org/10.3166/ga.18.299-316>
- Bozkurt, E. & Park, R. G. (2004). Southern Menderes Massif: An incipient metamorphic core complex in West Anatolia, Turkey. *Journal of the Geological Society*, 151, 213-216. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.2.021>
- Bozkurt, E. & Sözbilir, H. (2006). Evolution of the Large-Scale Active Manisa Fault, Southwest Turkey: Implications on Fault Development and Regional Tectonics. *Geodinamica Acta*, 19(6), 427-453. <https://doi.org/10.3166/ga.19.427-453>
- Bozkurt, E., Winchester, J. A., Ruffet, G. & Rojay, B. (2008). Age and Chemistry of Miocene Volcanic Rocks from the Kiraz Basin of the Küçük Menderes Graben: Its Significance for the Extensional Tectonics of Southwestern Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 21(5-6), 239-257.
- Bozkurt, E., Satır, M. & Buğdaycıgil., Ç. (2011). Surprisingly young Rb/Sr ages from the Simav extensional Detachment fault zone, northern Menderes Massif, Turkey. *Journal of Geodynamics*, 52, 406-431. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.06.002>
- Brückner, H. (2019). Rapid delta growth in historical times at Ephesus and Miletus-The examples of the Küçük and the Büyük Menderes rivers. In: Kuzucuoğlu, C., Çiner, A., Kazancı, N. (eds) *Landscapes and Landforms of Turkey*. *World Geomorphological Landscapes*. Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-03515-0\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-030-03515-0_13)
- Brun, J-P. & Scoutis, D. (2019). Core Complex segmentation the North Aegean, A dynamic View. *Tectonics* 37(2). <https://doi.org/10.1029/2017TC004939>
- Burchfiel, B.C. Nakov, R., Dumurdzanov, Papanikolaou, D., Tzankov, T., Serafimovski, T., King, R.W., Kotzev, V., Todosov, A. & Nurce, B. (2008). Evolution and dynamics of the Cenozoic tectonics of the Southern Balkan Extensional System *Geosphere*, 4(6), 919-938. <https://doi.org/10.1130/GES00169.1>
- Burchfiel, B.C. & Nakov, R. (2015). The multiply deformed foreland fold-thrust belt of the Balkan orogen, northern Bulgaria. *Geosphere*, 11(2), 463-490. <https://doi.org/10.1130/GES01020.1>
- Burchfiel, B. C., Royden, L. H. Papanikolaou, D. & Pearce, F. D. (2018). Crustal development within a retreating subduction system; the Hellenides. *Geosphere* 14(3), 1119-1130. <https://doi.org/10.1130/GES01573.1>
- Buscher, J. T., Hampel, A., Hetzel, R., Dunkl, I., Glotzbach, C., Struffert, A., Akal, C. & Rätz, M. (2013). Quantifying rates of detachment faulting and erosion in the central Menderes Massif by thermochronology and cosmogenic <sup>10</sup>Be. *Journal of the Geological Society*, 170(4), 669-683.
- Candan, O., Dora, Ö., Oberhansli R. & Durr, O. (1997). Blueschist relics in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif and correlation with Samos Island, Cyclades. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*. 77(1), 217-238.
- Candan, O., Oberhansli, R., Dora, Ö., Çetinkaplan, M., Koralay, O. E., Rimmelé, G., Chen, F. & Akal, C. (2011a). Polymetamorphic evolution of the Pan-African basement and Palaeozoic-Early Tertiary cover series of the Menderes Massif. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 142, 121-163.
- Candan, O., Koralay, E, Akal, C., Kaya, O., Oberhansli, R., Dora, O. Ö., Konak, N. & Chen, F. (2011b). Supra-Pan-African unconformity between core and cover series of the Menderes Massif/Turkey and its geological implications. *Precambrian Research*, 184(1-4), 1-23. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.09.010>
- Catlos, E. J., Baker, C., Sorensen, S.S., Çemen, İ. & Hançer M (2010). Geochemistry, geochronology and cathodoluminescence imagery of the Salihli and Turgutlu granites (Central Menderes Massif, western Turkey): Implications for Aegean tectonics. *Tectonophysics* 488, 110-130. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.001>
- Catlos, E. J. & Çemen, İ. (2005). Monazite ages and the evolution of the Menderes massif, western Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 204-217, <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0470-7>
- Cengiz, M., Karabulut, S., Özçep, F., Çabuk, B. S. & Heller, F. (2021). Paleomagnetic results from Western Anatolia; evidence of micro block rotations after emplacement of the Lower Miocene



- Yuntdağ volcanics rocks. *Annals of Geophysics*, 64(6), Article GM661. <https://doi.org/10.4401/ag-8699>
- Cohen, H. A., Dart, C. J., Akyüz, H. S. & Barka, A. (1995). Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes Graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 152, 629–638. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.4.0629>
- Collins, A. S. & Robertson, A. F. (1988). Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *Journal of the Geological Society*, 155(5), 759-772. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.5.0759>
- Çakmaköglü, A., (1985). *Aydın N19-d3, Marmaris O19- a2 ve Denizli M21-d3, c4 paftalarının jeolojisi* (Rapor no: 215). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi.
- Çakmaköglü, A., (1987). *Denizli M22-d1 paftasının jeolojisi (ön Rapor)* (rapor no: 695). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi.
- Çakmaköglü, A., (1990). *Denizli M22-a2 ve Denizli M22-b4 paftaları ile M22-b3 paftası güney yarısının jeolojisi* (Rapor no: 9847). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Çakmaköglü, A., (2005). *Dilek Yarımadası, Söke ve Selçuk çevresinin Neojen öncesi tektono-stratigrafisi* (Rapor no: 10786). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Çakmaköglü, A., (2007). Dilek Yarımadası-Söke-Selçuk çevresinin Neojen öncesi tektono-stratigrafisi. *MTA Dergisi*, 135, 1-17.
- Çemen, I., Catlos, E. J., Göğüş., O., & Özerdem, C. (2006). Post collisional extensional tectonics and exhumation of the Menderes Massif in the western Anatolia extended terrane, Turkey. In Dilek Y, Pavlides S. (eds.) Post collisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia. *Geological Society of America Special Paper*, 409, 463–473. [http://dx.doi.org/10.1130/2006.2409\(18\)](http://dx.doi.org/10.1130/2006.2409(18))
- Çiftçi, N. B. & Bozkurt, E. (2009a) Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben, SW Turkey. *Sedimentary Geology*, 216, 49–79.
- Çiftçi, N. B. & Bozkurt, E. (2009b) Pattern of normal faulting in the Gediz Graben, SW Turkey. *Tectonophysics*, 473, 234–260.
- Çiftçi, N. B. & Bozkurt, E., (2010), Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: temporal and spatial variation of the graben basin. *Basin Research*, 22, 846–873.
- Davis, G. A., Anderson, L. J., Frost, E.G. & Shackelford, T. J. (1980), Mylonitization and detachment faulting in the Whipple-Buckskin-Rawhide Mountains terrane, southeastern California and western Arizona: *Geological Society of America Memoir*, 153, 79-129.
- De Graciansky, P. C., (1972). *Recherche géologique dans le Taurus Lycian occidentals* [These Doctorat d'Etat]. Université de Paris-Sud Orsay.
- Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of the orogens. *Tectonics*, 7, 1123-1139.
- Dewey, J. F. & Şengör A. M. C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 1, 84-92. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1979\)90<84:AASRCM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1979)90<84:AASRCM>2.0.CO;2)
- Dilek, Y. & Altunkaynak, Ş. (2009). Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in Western Turkey: Mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt. *Geological Society, London, Special Publications 311*(1), 213-233. <https://doi.org/10.1144/SP311.8>
- Doğan, B. (2020). Comparative New Insight into the Tectonic Origin of Folds and Thrust Faults of an Extensional Basin: Söke-Kuşadası Basin, Aegean, Western Turkey. *Journal of Earth Science*, 31(3), 582-595.
- Doglioni, C., Agostini, S., Crespi, M, Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F. & Savaşçın, Y. (2002). On the extension in western Anatolia and the Aegean sea. *Journal of the Virtual Explorer*, 7, 117-131.
- Ediger, V., Batu, Z. & Yazman, M. (1996). Paleopalynology of possible hydrocarbon source rocks of the Alaşehir - Turgutlu area in the Gediz graben (western Anatolia). *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin* 8, 94-112.
- Emre, T. (1996). Gediz Grabeni'nin jeolojisi ve tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 171-185.
- Emre, T. & Sözbilir H. (1997). Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting

- and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens, western Anatolia. *IESCA Proceedings*, 73-93.
- Emre, T. & Sözbilir, H. (2007). Tectonic Evolution of the Kiraz Basin, Küçük Menderes Grabeni: Evidence for Compression/Uplift-Related Basin Formation Overprinted by Extensional Tectonics in West Anatolia. *Turkish Journal of Earth Science*, 16, 441
- Ercan, T., Satir, M., Sevin, D. & Türkecan, A. (1996). Batı Anadolu'daki Tersiyer ve kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda yeni Yapılan radyometrik yaş ölçümlerinin yorumu. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) Dergisi* 119, 103-112.
- Ergin, M., Kadir, S., Keskin, Ş, Turhan-Akyüz, N. & Yaşar, D. (2007). Late quaternary climate and sea-level changes recorded in sediment composition of the Büyük Menderes Delta (eastern Aegean Sea, Turkey). *Quaternary International*, 167-168, 162-176. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.02.009>
- Erinç, S., (1954). *Orta Ege Bölgesi'nin Jeomorfolojisi* (Rapor no: 2217). Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara (Yayınlanmamış).
- Erkul, F. (2010) Tectonic significance of synextensional ductile shear zones within the Early Miocene Alacamdag granites, northwestern Turkey. *Geological Magazine*, 147(4), 611-637.
- Erkül F., Helvacı C., Ersoy Y., Sözbilir H., Erkül F., Sümer Ö. & Uzel B. (2009). Geochemistry And 40Ar/39Ar Geochronology Of Miocene Volcanic Rocks From The Karaburun Peninsula: Implications For Amphibole-Bearing Lithospheric Mantle Source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185(3), 181-202. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.05.016>
- Erkül F.C. & Erkül S. T. (2010). Geology Of The Early Miocene Alaçamdağ (Dursunbey-Balıkesir) Magmatic Complex And Implications For The Western Anatolian Extensional Tectonics. *Bulletin of The Mineral Research and Exploration* 141, 1-25.
- Erol, O. (1982). *Batı Anadolu genç tektoniğinin jeomorfolojik sonuçları*. Türkiye Jeoloji Kurumu, Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, Ankara, 15-21.
- Ersoy, Y. E., Helvacı, C. & Sözbilir, H. (2010). Tectono-Stratigraphic Evolution of the NE-SW-Trending Superimposed Selendi Basin: Implications for Late Cenozoic Crustal Extension in Western Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 488(1-4), 210-232.
- Ersoy, Y. E., Helvacı C. & Palmer, M.R. (2011). Stratigraphic, structural and geochemical features of the NE-S W trending Neogene volcano-sedimentary basins in western Anatolia: implications for associations of supra-detachment and transtensional strike-slip basin formation in extensional tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(2), 159-183. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.12.012>
- Ersoy, E. Y., Çemen, İ., Helvacı, C. & Billor, Z. (2014). Tectono-stratigraphy of the Neogene basins in Western Turkey: Implications for tectonic evolution of the Aegean Extended Region. *Tectonophysics*, 635, 33-58.
- Ersoy, E. Y. & Helvacı, C. (2016). Geochemistry and Petrology of the Lower Miocene Bimodal Volcanic Units in the Tunçbilek-Domağ Basin, Western Anatolia. *International Geology Review*, 58(10):1234-1252. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1147385>.
- Eski, S., Sözbilir, H., Uzel, B., Özkaymak, Ç ve Sümer, Ö. (2020). Gölarmara Fayı'nın Morfotektonik Evriminin CBS Tabanlı Yöntemlerle Araştırılması, Gediz Grabeni, Batı Anadolu. *Geological Bulletin of Turkey*, 63, 345-372, <https://doi.org/10.25288/tjb.679584>
- Etzel, T. M., Catlos, E. & Çemen, İ. (2020). Documenting Exhumation in the Central and Northern Menderes Massif (Western Turkey): New Insights from Garnet-Based P-T Estimates and K-Feldspar 40Ar/39Ar Geochronology. *Lithosphere* 2020(1), Article 8818289. <https://doi.org/10.2113/2020/8818289>
- Eyidoğan, H. & Jackson, J. A., (1985), A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquake of 1960–1970 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophysical Journal of Royal Astronomy Society* 81, 569–607.
- Eyübagil, A. E., Solak, H. İ., Kavak, U. S., Tiryakioğlu, İ., Sözbilir, H., Aktuğ, B. & Özkaymak, Ç. (2021). Present day strike-slip deformation within the southern part of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone based on GNSS data and its implications for

- seismic hazard assessment in western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30(2), 143-160. <https://doi.org/10.3906/yer-2005-26>
- Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C. & Morelli, A. (2003). Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 108, B2, 2099. <https://doi.org/10.1029/2001JB001690>
- Genç Ş. C. & Yılmaz Y. (2000). Aliğa dolayının jeolojisi ve genç tektoniği (Geology and young tectonics of the Aliğa region). *Batu Anadolu Depremselliği Simpozyumu (BAD-SEM) Bildiriler Kitabı* (s. 152-159), İzmir.
- Genç, C. Ş., Altunkaynak, Ş. Karacık, Z., Yazman, M. & Yılmaz, Y. (2001). The Çubukludağ graben, south of İzmir: its tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia. *Geodinamica Acta* 14(1-3), 45-55. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(00\)01061-5](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(00)01061-5)
- Gessner, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R., Passchier C. W. et al., (2001). An active bivergent rolling-hinge detachment system. Central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. *Geology* 29, 611-614.
- Gessner, K., Gallardo, L.A., Markwitz, V., Ring, U., Thomson, S.N. (2013). What caused the denudation of the Menderes Massif: Review of crustal evolution, lithosphere structure, and dynamic topography in southwest Turkey. *Gondwana Research* 24, 243-274.
- Glodny J., Hetzel R., (2007). Precise U - Pb ages of syn-extensional Miocene intrusions in the central Menderes Massif, western Turkey. *Geological Magazine* 144: 235-246. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.01.005>.
- Göktaş, F. (1998). *Söke Havzasının Neojen ve Kuvaterner stratigrafisi* (Rapor no: 10222). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Göktaş, F. (2012). *Kemalpaşa-Torbalı (İzmir) havzası ile yakın çevresindeki Neojen-Kuvaterner tortullaşması ve magmatizmasının jeolojik etüdü* (Rapor No: 11575). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (unpublished).
- Göktaş, F. (2019). Stratigraphy of the Neogene Sedimentation and Volcanism in Çubukludağ Basin, Western Anatolia. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 62(1), 63-98, <https://doi.org/10.25288/tjb.521497>
- Görür, N., Sengör, A., Sakiç, M., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F., ... & Aykol, A. (1995). Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: Implications for the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine*, 132(6), 637-650. <https://doi.org/10.1017/S0016756800018884>
- Gürer, Ö. F., Bozcu, M., Yılmaz, K. & Yılmaz, Y. (2001). Neogene Basin Development around Söke-Kuşadası (Western Anatolia) and Its Bearing on Tectonic Development of the Aegean Region. *Geodinamica Acta*, 14(1/2/3):57-69. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(00\)01059-7](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(00)01059-7)
- Gürer, Ö. F. & Yılmaz, Y. (2002). Geology of the Ören and surrounding areas SW Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences* 11, 1-13.
- Gürer, Ö. F., Sangu, E. & Özburan, M. (2006). Neotectonics of the SW Marmara region, NW Anatolia, Turkey. *Geological Magazine*, 143(2), 229-241.
- Gürer, Ö. F., Sarica-Filoreau, N., Özburan, M., Sangu, E. & Doğan, B. (2009). Progressive Development of the Büyük Menderes Graben Based on New Data, Western Turkey. *Geological Magazine*, 146(5):652-673.
- Gürer, Ö. F., Sangu, E., Özburan, M., Gürbüz, A. & Sarica-Filoreau, N. (2013). Complex basin evolution in the Gökova Gulf region: implications on the Late Cenozoic tectonics of southwest Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 102(8), 2199-2221.
- Gürer, Ö. F., Sangu, E., Özburan, M. Gürer, A. & Sinir, H. (2016). Plio-Quaternary kinematic development and paleo stress pattern of the Edremit Basin, Western Turkey. *Tectonophysics*, 679, 199-210. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.007>
- Gürer, Ö. F., Sangu, E., Gürer, A. & Akın, M. (2021). Late Cenozoic shift from extension to strike-slip stress regime in the west of the Biga Peninsula, NW Turkey. *Journal of Structural Geology*, 148, Article 104348.
- Gürer, F. Ö. (2023). A new look at the origin of N-S trending young basins of western Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 170, 117-146. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.1066949>
- Hakyemez, H. Y., Erkal, T. & Göktaş, F. (1999). Late Quaternary evolution of the Gediz and Buyuk



- Menderes grabens, western Anatolia, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 18(4-5), 549-554. <https://doi.org/10.1016/S0277-3>.
- Hakyemez H. Y., Göktaş, F. & Erkal. T. (2013). Quaternary geology and Evolution of the Gediz Graben. *Geological Bulletin of Turkey*, 56(2),1-26. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/28126/298799>
- Hall. J., Aksu, A., Elitez, I., Yaltırak V. & Çiftçi, G. (2014). The Fethiye-Burdur Fault Zone; a component of upper plate extension of the subduction transform edge propagator fault, linking Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 635, 80-99.
- Heineke, C., Hetzel, R., Nilius, N-P., Glotzbach, C., Akal, C., Christl, M. & Hampel, A. (2019). Spatial patterns of erosion and landscape evolution in a bivergent metamorphic core complex revealed by cosmogenic <sup>10</sup>Be: The central Menderes Massif (western Turkey). *Geosphere*, 15(6) 1846-1868. <https://doi.org/10.1130/GES02013.1>
- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C. & Troesch M. (1995). Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 152, 639-654.
- Hetzel, R. L., Romer, O. & Candan, C. W. (1998) Passchier, Geology of the Bozdağ area, central Menderes Massif, SW Turkey: Pan-African basement and Alpine deformation. *Geologische Rundschau* 87, 394-406.
- Hetzel, R., Zwingmann, H., Mulch, A., Gessner, K., Akal, C., Hampel, A., Güngör, T., Petschick, R., Mikes, T. & Wedin, F. (2013). Spatial and temporal Evolution of Brittle Normal Faulting and Fluid Infiltration in Detachment Fault Systems: A Case Study from the Menderes Massif, Western Turkey. *Tectonics*, 32(3), 364-376. <https://doi.org/10.1002/tect.20031>
- Işık, V. & O. Tekeli (2001). Late orogenic crustal extension in the northern Menderes Massif (western Turkey): evidence for metamorphic core complex formation. *International Journal of Earth Sciences*, 89(4), 757-765.
- İşseven, T., Tapırdamaz, M. C., Özçep, F., Hisarlı, M., Orbay, N. & Sanver, M. (1995). Kuzeybatı Anadolu 'nun tektoniği ve paleomanyetik sonuçlar. *Jeofizik Dergisi* 9.
- İztan, H. & Yazman, M. (1990). Geology and hydrocarbon potential of the Alaşehir (Manisa) area, Western Turkey (p. 327-338).. *Proceedings of an International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, İzmir*.
- Jackson, J. & McKenzie, D. (1988a). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal International*, 93(1), 45-73.
- Jackson, J. & McKenzie, D. (1988b). Rates of Active Deformation in the Aegean Sea and Surrounding Regions. *Basin Research*, 1(3),121-128. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1988.tb00009.x>
- Jolivet, L. & Brun, J. P. (2010). Cenozoic Geodynamic Evolution of the Aegean. *International Journal of Earth Sciences*, 99(1):109-138. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0366-4>
- Jolivet, L., Facenna, C., Huet, B., Labrousse, L., et al. (2013). Aegean tectonics; strain localization slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597-598, 1-33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.011>
- Kahle, H-G., Cocarde, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Barka, A. & Veis, G. (1999). The GPS strain rate field in the Aegean Sea and western Anatolia. *Geophysical Research Letters*, 26(16). 2513-2516. <https://doi.org/10.1029/1999GL900403>
- Kamacı, Ö. & Altunkaynak, Ş. (2019). Cooling and deformation history of the Çataldağ metamorphic core complex (NW Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences*, 172, 279-291.
- Karacık, Z. & Y. Yılmaz (1998). Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1), 251-264. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00058-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00058-4)
- Karacık, Z., Yılmaz, Y. & Pearce, J. A. (2007). The Dikili-Çandarlı volcanics, Western Turkey: magmatic interactions as recorded by petrographic and geochemical features. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16(4), 493-522.
- Karaoğlu, Ö., Helvacı, C. & Ersoy, Y. (2010), Petrogenesis and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of the volcanic rocks of the Uşak-Güre basin, western

- Türkiye. *Lithos*, 119, 193–210. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.001>
- Karaoğlu Ö. & Helvacı C. (2012) Structural evolution of the Uşak-Güre supra-detachment basin during Miocene extensional denudation in western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 169; 627-642, <https://doi.org/10.1144/0016-76492011-014>
- Kaymakçı, N., Aldanmaz, E., Langereis, C., Spell, T.L., Gürer, O.F. & Zanetti, K.A. (2007). Late Miocene transcurrent tectonics in NW Turkey: evidence from paleomagnetic and <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating of alkaline volcanic rocks. *Geological Magazine*, 144(2), 699-718. <https://doi.org/10.1017/S0016756806003074>
- Kazancı, N., Gürbüz, A. & Boyraz, S. (2011). Büyük Menderes nehri'nin jeolojisi ve evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 54(12), 25–56. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/46966/589505>
- Ketin İ. (1957). Kuzey Anadolu Deprem Fayı. *İTÜ Dergisi*, 15, 49–52.
- Kissel, C., Laj, C., Poisson, A. & Görür, N. (2003). Paleomagnetic reconstruction of the Cenozoic evolution of the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 362, 199–217. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00638-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00638-8)
- Koçyiğit, A., Ünay, E. & Saraç, G. (2000). Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a key study in the Akşehir-Afyon graben, Turkey. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.D.A. (eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society, London, *Special Publications*, 173, 405–421.
- 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(3-4) (2005), 167–208.
- Koçyiğit, A. (2015). An overview on the main stratigraphic and structural features of a geothermal area: the case of Nazilli-Buharkent section of the Büyük Menderes Graben, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 27(2-3), 85-109.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. & Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Geological Society, London*, 156, 605-616.
- Kokkolas, S., Xypolias, P., Koukouvelas, I. & Doutsos, T. (2006). Post collisional contractional and extensional deformation in the Aegean region. In Dilek, Y. & Pavlides, S. (eds.), *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia. Special Papers of Geological Society of America*, 409, 97-123. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2409-0.97>
- Konak, N., (2002). *1/500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası İzmir Paftası*, (Şenel, M., (ed.). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- Konak, N. ve Şenel, M., (2002). *1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Denizli Paftası* (Şenel, M., (ed.). MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Kraft J. C., Brüchner, H., Kayan, I. & Helmut, E. (2007). The geographies of Ancient Ephesus and Artemision in Anatolia. *Geomorphology*, 22, 121-149.
- Le Pichon, X. & Angelier, J. (1979). The Hellenic Arc and Trench System: A Key to the Neotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean Area. *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Le Pichon X. & Angelier J. (1981) The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300, 357–372. <https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0069>
- Linnros, H., Hansman, R. & Ring, U. (2019). The 3D geometry of the Naxos detachment fault and the three-dimensional tectonic architecture of the Naxos metamorphic core complex, Aegean Sea, Greece. *International Journal of Earth Sciences*, 108, 287-300. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1654-2>
- Lips, A. L., Cassard, D., Sözbilir, H., Yılmaz, H. & Wijbrans, J. R. (2001). Multistage exhumation of the Menderes massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89(4), 781-792. <https://doi.org/10.1007/s005310000101>
- Lister, G. S. & Davis, G. A. (1989). The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary Continental extension in the northern Colorado River region, USA. *Journal of Structural Geology*, 11, 65-94.

- Luttig, G. & Stefens, P. (1976). *Explanatory notes for the paleogeographic atlas of Turkey from the Oligocene to the Pleistocene*. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- McClusky, S., Balassania, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kalhe, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Adariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N. & Veis, G. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and deformation in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3), 5695-5719. <https://doi.org/10.1029/1999JB900351>
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. & Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motion. *Geophysical Journal International*, 155(1), 126-138. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02023.x>
- Maddy, D., Veldkamp, A., Demir, T., Aytaç, A. S., School, J.M., Scaife, R., Boomer, I., Stemerink, C., Van DerSchriek, T., Aksay, S. & Lievens, C. (2020). Early Pleistocene River Terraces of the Gediz River, Turkey: The role of faulting, fracturing, volcanism and travertines in their genesis. *Geomorphology*, 358, Article 107102. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107102>
- McKenzie, D. (1972). Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, 5242, 239-243.
- McKenzie, D. (1978). Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and Surrounding Regions. *Geophysical Journal International*, 55(1):217-254.
- Meulenkamp, J. E., Wortel, M. J. R., van Wamel, W. A., Spakman, W. & Hoogerduyn Strating, E. (1988). On the Hellenic subduction zone and the geodynamical evolution of Crete since the late middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 203-215.
- Miller, J. M. & John, B.J., (1988). Detached strata in a Tertiary low-angle normal fault terrane, southeastern California: Asedimentary record of unroofing, breaching, and continued slip: *Geology*, 16, 645-648.
- MTA (2002). *Geological map series of Turkey, İzmir sheets, 1: 500 000 scale* (Compiled by Konak, N., edited by Şenel, M.). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara. <https://www.mta.gov.tr/v3.0/sayfalar/hizmetler/doc/IZMIR.pdf>
- MTA (2002). *Geological map series of Turkey, Denizli sheets, 1: 500 000 scale*. (Compiled by Konak, N. & Şenel, M., edited by Şenel, M.). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara. <https://www.mta.gov.tr/v3.0/sayfalar/hizmetler/doc/DENIZLI.pdf>
- MTA (2002). *Geological map series of Turkey, İstanbul sheets, 1: 500 000 scale* (Compiled by Türkecan, A. & Yurtsever, A., edited by Şenel, M.). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara. <https://www.mta.gov.tr/v3.0/sayfalar/hizmetler/doc/ISTANBUL.pdf>
- MTA (2010) Türkiye Diri Fay Haritaları Serisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü. <https://www.mta.gov.tr/v3.0/hizmetler/yenilenmis-diri-fay-haritalari>
- Nilius, N. P., Glotzbach, C., Wölfler, A., Hampel, A., Dunkl, I., Akal, C., Heineke, C. & Hetzel, R. (2019). Exhumation history of the Aydın range and the role of the Büyük Menderes detachment system during bivergent extension of the central Menderes massif, western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 176, 704-726. <https://doi.org/10.1144/jgs2018-162>
- Ocakoğlu, F. (2020). Rapid Late Quaternary denudation of the Karacasu Graben in response to subsidence in the Büyük Menderes Corridor: Insights from morphotectonics and archaeogeology. *Geomorphology*, 357, Article 107107. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107107>
- Okay, A. I. & Satır, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine* 137(5), 495-516.
- Okay, A. & Siyako, M. (1993). The revised location of the İzmir-Ankara Suture in the region between Balıkesir and İzmir (in Turkish). In S. Turgut (ed.) *Ozan Sungurlu Symposium Proceedings, Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions*, Ankara, 333-355.
- Orbay, M. N., Sanver, M., Özçep, F., İşseven, T., Hisarlı, Z. M. & Tapırdamaz, C. (2001). Batı Anadolu'nun Paleomağnetizması ve Jeodinamik Gelişimi. *Jeofizik*, 15, 125-142.



- Öner, Z. & Dilek, Y. (2011). Supradetachment basin evolution during continental extension: The Aegean province of western Anatolia, Turkey. *GSA Bulletin*, 123(11-12), 2115–2141. <https://doi.org/10.1130/B30468.1>
- Öner, Z. & Dilek, Y. (2012). Fault kinematics in supradetachment basin formation, Menderes core complex of western Turkey. *Tectonophysics*, 608, 1394-1412
- Özburan, M. & Gürer, Ö. F. (2012). Late Cenozoic polyphase deformation and basin development, Kütahya region, western Turkey. *International Geology Review*, 54, 12, 1401-1418.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. & Uzel, B. (2013). Neogene–Quaternary evolution of the Manisa Basin: Evidence for variation in the stress pattern of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia. *Journal of Geodynamics*, 65, 117-135.
- Özpolat, E., Yıldırım, C. & Görüm, T. (2020). The Quaternary landforms of the Büyük Menderes Graben System: the southern Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *Journal of Maps*, 16 (2), 405-419. <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1764874>
- Patton, S. (1992). Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189-229.
- Passchier, C. W., Wiplinger, G., Güngör, T., Kessener, P. & Sümelihiindi, G. (2013). Normal fault displacement dislocating a Roman aqueduct of Ephesos, western Turkey. *Terra Nova*, 25, 292-297. <https://doi.org/10.1111/ter.12035>
- Philippon, M., Brun, J-P., Gueydan, F. & Sokoutis, D. (2014). The interaction between Aegean back arc extension and Anatolia escape since Middle Miocene. *Tectonophysics*, 631, 176-188. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.039>
- Piper J. D. A., Moore, J. M., Tatar, O., Gürsoy, H. & Park, R. G. (1996). Palaeomagnetic study of crustal deformation across an intracontinental transform: the North Anatolian Fault Zone in Northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 105(1), 299-310. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.105.01.26>
- Piper, J. D. A., Tatar, O. & Gürsoy, H., (1997). Deformational behavior of continental lithosphere deduced from block rotations across the North Anatolian fault zone in Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4), 191-203. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00103-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00103-9)
- Piper, J. D. A., Gürsoy, H., Tatar, O., Beck, M.E., Rao, A., Koçbulut, F. & Mesci, B. L. (2010). Distributed neotectonic deformation in the Anatolides of Turkey: a palaeomagnetic analysis. *Tectonophysics*, 488(1-4), 31-50.
- Poyraz, F. & Hastaoğlu, K. Ö. (2020). Monitoring of tectonics movements of the Gediz graben by PSInSAR method and validation with GNSS results. *Arabian Journal of Geosciences*, 13, Article 844. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-05834-5>
- Purvis, M. & Robertson, A.H.F. (2005). Sedimentation of the Neogene–Recent Alaşehir (Gediz) continental graben system used to test alternative tectonic models for western (Aegean) Turkey. *Sedimentary Geology*, 173, 373–408.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S. et al. (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* 111, Article B05411. <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Rimmele, G., Parra, T., Goffé, B., Oberhansli, R., Jolivet, L. & Candan, O. (2005). Exhumation Paths of High-Pressure-Low-Temperature Metamorphic Rocks from the Lycian Nappes and the Menderes Massif (SW Turkey): a Multi-Equilibrium Approach. *Journal of Petrology*, 46(3), 641-669. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh092>
- Ring, U., Brandon, M. T., Willet, S. D. & Lister, G. S. (1999). Exhumation Processes. In U. Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G.S. & Willet, S. D. (Eds). *Exhumation Processes; Normal faulting, Ductile Flow and Erosion* (p. 1-27). *Geological Society, London, Special Publications*, 154.
- Ring, U., Will, T., Glodny, J., Kumerics, C., Gessner, K., Thomson, S. N., Güngör, T., Monie, P., Okrusch, M. & Drüppel, K. (2000). Early exhumation of high-pressure rocks in extrusion wedges: the Cycladic blueschist unit in the eastern Aegean, Greece and Turkey. *Tectonics*, 26, 175.
- Ring, U. & Collins, A. S. (2005) U-PbSIMS dating of synkinematic granites: timing of core-complex

- formation in the northern Anatolide belt of western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 162, 289-298, Part 2. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-016>
- Ring, U., Will, T., Glodny, J., Kumerics, C., Gessner, K., Thomson, S., Güngör, T., Monié, P., Okrusch, M. & Drüppel, K. (2007). Early exhumation of highpressure rocks in extrusion wedges: Cycladic blueschist unit in the eastern Aegean, Greece, and Turkey. *Tectonics*, 26(2), Article TC2001.
- Rojay, B., Toprak, V., Demirci, C. & Süzen, L. (2005). Plio-Quaternary evolution of the Küçük Menderes Graben Southwestern Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 317–331.
- Rossetti, F., Asti, R., Facenna, C., Gerdes, A., Lucci, F. & Theye, T., (2017). Magmatism and crustal extension: Constraining activation of the ductile shearing along the Gediz detachment, Menderes Massif (western Turkey). *Lithos*, 282, 145-162.
- Sakellariou, D. & Tsampouraki-Kraunak. (2019). Plio-Quaternary Extension and Strike slip Tectonics in the Aegean, Chapter 14. In Duarte, J. C. (ed) *Transform Plate Boundaries and Fracture Zones* (pp 339-374). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-812064-4.00014-1>
- Sangu, E., Ö. F. Gürer & A. Gürer (2020). Fault kinematic and Plio-Quaternary paleo stress evolution of the Bakırçay Basin, Western Turkey. *International Geology Review*, 62(10), 1245-1261. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1642148>
- Sarıca, N. (2000). The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz grabens and their tectonic significance on N-S extensional tectonics in West Anatolia: Mammalian evidence from the continental deposits. *Geological Journal*, 35(1), 1–24.
- Sert, S. & Çemen, İ. (2014). Stratigraphy and Structural Geology of the Eastern Part of the Büyük Menderes Graben, Western Turkey Based on 2-D Seismic Reflection Profiles. *Conference: AAPG Annual Convention and Exhibition Volume: AAPG Data pages/Search and Discovery*. Article #90216
- Seyitoğlu G. (1997). Late Cenozoic tectono-sedimentary development of the Selendi and Uşak-Güre basins: a contribution to the discussion on the development of east-west and north trending basins in western Turkey. *Geological Magazine*, 134(2), 163-175. <https://doi.org/10.1017/S0016756897006705>
- Seyitoğlu, G. & Scott, B. C. (1992). The age of the Büyük Menderes Graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Magazine*, 129(2), 239-242. <https://doi.org/10.1017/S001675680000830X>
- Seyitoğlu G. & Scott B.C. (1996). Age of Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31, 1–11. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1034\(199603\)31:1%3C1::AID-GJ688%3E3.0.CO;2-S](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1034(199603)31:1%3C1::AID-GJ688%3E3.0.CO;2-S)
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. & Işık, V. (2002). The role of the flexural rotation / rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir graben, western Turkey. *Geological Magazine*, 139, 15-26.
- Seyitoğlu, G., Işık, V. & Çemen, İ. (2004). Complete Tertiary exhumation history of the Menderes massif, western Turkey: a working hypothesis. *Terra Nova* 16, 358-364.
- Seyitoğlu, G., Alçiçek, C. M., Işık, V., et al. (2009). The Stratigraphical Position of Kemiklitepe Fossil Locality (Eşme, Uşak) Revised: Implications for the Late Cenozoic Sedimentary Basin Development and Extensional Tectonics in Western Turkey. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 251(1):1-15.
- Seyitoğlu, G., Işık, V. & Esat, K. (2014). A 3D model for the formation of turtleback surfaces: the Horzum Turtleback of western Turkey as a case study. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23, 479-494.
- Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10(2), 51-67.
- Sözbilir, H., (2002). Geometry and Origin of Folding in the Neogene Sediments of the Gediz Graben, Western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15(5/6): 277-288. <https://doi.org/10.1080/09853111.2002.10510761>
- Sözbilir, H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. & Akkiraz, S. (2011). Tectonic implications of transtensional supradetachment basin development in an extension-parallel transfer zone: the Kocaçay Basin, Western Anatolia, Turkey. *Basin Research* 23(4), 423-446. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00496.x>

- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Özkaymak, Ç., Uzel, B., Güler, T. & Eski, S., 2016. Kinematic analysis and palaeoseismology of the Edremit Fault Zone: evidence for past earthquakes in the southern branch of the North Anatolian Fault Zone, Biga Peninsula, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 28, 273-294.
- Spakman, W., Wortel, M. J. R. & Vlaar, N. J. (1988). The Hellenic subduction zone: A tomographic image and its geodynamic implications, *Geophysical Research Letters*, 15(1), 60–63. <https://doi.org/10.1029/GL015i001p00060>
- Steininger, F. F., Roegl, F. & Dermitzakis M. (1987). Report on the round-table discussion: “Mediterranean and Paratethys Correlations,” *Annals of the Hungarian Geological Institute*, 70, 397–421
- Sümer, Ö., İnci, U. & Sözbilir, H. (2013). Tectonic evolution of the Söke Basin: Extension-dominated transtensional basin formation in western part of the Büyük Menderes Graben, Western Anatolia. *Turkey. Journal of Geodynamics*, 65, 148–175.
- Sümer, Ö., Uzel, B., Özkaymak, Ç. & Sözbilir H (2018). Kinematics of the Havran-Balıkesir Fault Zone and its implication on geodynamic evolution of the southern Marmara region, NW Anatolia. *Geodinamica Acta* 30, 306-323.
- Sümer, Ö., Sözbilir, H. & Uzel, B. (2020). Evolving from supra-detachment to rift basin in rolling hinge model of the Büyük Menderes graben. *Geological Bulletin of Turkey* 63(3), 241-276. <https://doi.org/10.25288/tjb.562552>
- Şaroğlu, F. & Yılmaz, Y. (1987). Geological evolution and basin models during neotectonic episode in the eastern Anatolia. *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Bulletin*, 107, 74-94
- Şaroğlu, F. ve Güler, B. (2020). Batı Anadolu tektonik kamasının güncel deformasyonu; batıya doğru kaçıştan kaynaklanan blok hareketleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 63(2), 161-194. <https://doi.org/10.25288/tjb.593423>
- Şengör, A. M. C. (1980). Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of Anatolia and surrounding regions. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min. France*, 115, 1–137
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75(3-4), 181–241. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90275-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90275-4)
- Şengör, A. M. C., (1987). Cross-Faults and Differential Stretching of Hanging Walls in Regions of Low-Angle Normal Faulting: Examples from Western Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 28(1):575-589.
- 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 Biddle, K, Christie-Blick, N. (eds) *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (pp 227-264). Special Publications*, 37.
- Tan, O., Tapırdamaz, M. C. & Yörük, Y. (2008). The earthquake catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(2), 405–418.
- Taymaz, T., Jackson, J. & McKenzie, D. (1991). Active Tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106(2), 433-490. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1991.tb03906.x>
- Taymaz, T., Yılmaz, Y. & Dilek, Y. (2007). The geodynamics of the Aegean and Anatolia: Introduction. *Journal of the Geological Society London*, 291(1), 1-16.
- Taymaz, T., Tan, O. & Yolsal, S. (2008). Recent Devastating Earthquakes in Turkey and Active Tectonics of the Aegean and Marmara Seas. In Husebye, E.S. (eds) *Earthquake Monitoring and Seismic Hazard Mitigation in Balkan Countries. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences*, 81. Springer, Dordrecht. [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6815-7\\_3](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6815-7_3)
- Tiryakioğlu, I., Umutlu, A. İ. & Poyraz, F. (2019). Determination of earthquake recurrence periods by Geodetic methods; Alaşehir region example. *Afyon Kocatepe University Journal of Science and Engineering*, 19(3): 762-768.
- Türesin, M. & Seyitoğlu, G. (2021). Alaşehir type-rolling hinge mechanism in the northern margin of the Büyük Menderes Graben; Evidence from seismic reflection and recent thermochronological data. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30(3), 322-340. <https://doi.org/10.3906/yer-2003-2>
- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Kaymakçı, Ç. & Langereis, C. G. (2013). Structural Evidence for Strike-Slip Deformation in the Izmir-Balıkesir Transfer Zone and Consequences for Late Cenozoic Evolution of Western Anatolia (Turkey).



- Journal of Geodynamics*, 65, 94-116. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.06.009>
- Uzel, B., Langereis, C. G., Kaymakçı, N., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç. & Özkaptan, M. (2015). Paleomagnetic Evidence for an Inverse Rotation History of Western Anatolia during the Exhumation of Menderes Core Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 414, 108-125. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.008>
- Uzel, B., Sümer, Ö., Özkaptan, M., Özkaymak, Ç., Kuiper, K., Sözbilir, H., Kaymakçı, N., İnci, U. & Langereis C. G. (2017). Palaeomagnetic and geochronological evidence for a major middle Miocene unconformity in Söke Basin (western Anatolia) and its tectonic implications for the Aegean region. *Journal of the Geological Society London*, 174(4), 721-740.
- Uzel, B., Kuiper, K., Sözbilir, H., Kaymakçı, N., Langereis C. G. & Boehm K. (2020). Miocene geochronology and stratigraphy of western Anatolia: Insights from new Ar/Ar dataset, *Lithos*, 352, 105-305.
- Ünal A. & Altunkaynak, Ş. (2018). Nature and genesis of potassic high Ba Sr granitoids associated with syn-convergent extension, NW Turkey. *Lithos* 316, 261-277.
- Ünal A. & Altunkaynak, Ş. (2019). Interplay between volcanic and plutonic systems: A case study of the early Miocene Solarya Volcano-plutonic Complex in NW Anatolia (Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences*, 179, 319-336.
- Ünal, A., Altunkaynak Ş., Kamacı, Ö., Dunkl I. & Benowitz, J. H. (2019). The emplacement history of granitic intrusions into upper crust; Forceful to passive emplacement of the early Miocene Salarya Pluton (NW Turkey) as a case study. *Journal of Asian Earth Sciences*, 183, Article 103973.
- Ünay, E., Göktaş, F., Hakyemez, H.Y., Avşar, M. & Şan, Ö. (1995). Dating of the sediments exposed at the northern part of the Büyük Menderes graben (Turkey) on the basis of Arvicolidae (Rodentia, Mammalia). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 38(2), 75-80. [https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/1301141feffabac\\_ek.pdf?dergi=T](https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/1301141feffabac_ek.pdf?dergi=T)
- Ünay, E. & Göktaş, F., (1999). Söke Çevresi (Aydın) Geç Erken Miyosen ve Kuvaterner yaşlı küçük Memelileri: Ön Sonuçlar. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 42(2), 99-113 (in Turkish)
- van Hinsbergen, D. J. J. (2010). A key extensional metamorphic complex reviewed and restored: the Menderes Massif of western Turkey. *Earth-Science Reviews*, 102(1-2), 60-76. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.05.005>
- van Hinsbergen, D. J. J., Kaymakçı, N., Spakman, W. & Torsvik, T. H. (2010). Reconciling the geological history of western Turkey with plate circuits and mantle tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3-4), 674-686.
- van Hinsbergen, D. J. J. & Schmid, S. M. (2012). Map view restoration of Aegean–West Anatolian accretion and extension since the Eocene. *Tectonics*, 31, Article TC5005. <https://doi.org/10.1029/2012TC003132>
- Verge, N. J. (1993). Oligo-Miocene orogenic collapse tectonics in western Anatolia and the extensional exhumation of the Menderes Massif metamorphic-core-complex. In Seranne, M. & Malavielle, J. (eds), *Late Orogenic Extension in Mountain Belts* (pp 219-222). *Documents des Bureau de Resherches Geologique et Minieres, France*.
- Wallace, L. M., Ellis, M. & Mann, P. (2008). Global examples and numerical modelling of the tectonics response to localized collision in subduction setting; rapid tectonics block rotation, arc curvature, and back-arc rifting. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems. IOP Conference Series earth and environmental science* 2
- Westerveel, J., Uzel, B., Langereis, C.G. Kaymakçı, N. & Sözbilir, H. (2020). Paleomagnetism of the Miocene Soma basin and its structural implications on the central sector of a crustal-scale transfer zone in western Anatolia (Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences*, 193, Article 104305. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104305>
- Westaway, R., Guillou H., Yurtmen, S., Demir, T., Scaillet, S. & Rowbotham, G. (2005). Constraints on the timing and regional conditions at the start of the present phase of crustal extension in western Turkey, from observations in and around the Denizli region. *Geodinamica Acta* 18(3-4), 209-238. <https://doi.org/10.3166/ga.18.209-238>
- Wöfler, A., Glotzbach, C., Heineke, C., Nilius, N.P., Hetzel, R., Hampel, A., Akal, C., Dunkl, I. & Christl, M. (2017). Late Cenozoic cooling history of the central Menderes Massif: Timing of the Büyük Menderes detachment and the relative contribution of normal faulting and erosion to rock exhumation. *Tectonophysics*, 717, 585–598.

- Wortel, M. J. R. & Spakman, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science* 290(5498), 1910-1917. <https://doi.org/10.1126/science.290.5498.1910>
- Yerli, B., Softa, M. & Sözbilir, H. (2021). Morphometric and Kinematic Analysis of Gumuldur Fault and Its Seismotectonic Implications for Western Anatolia. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 64(3), 349-382. <https://doi.org/10.25288/tjb.846813>
- Yılmaz, Y. (1989). An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey, In Şengör, A.M.C. (Ed), *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*. Kluwer Academic Publication, The Hague, 159-189.
- Yılmaz, Y. (1989). An Approach to the Origin of Young Volcanic Rocks of Western Turkey. In: Şengör, A.M.C. (eds) *Tectonic Evolution of the Tethyan Region* (p. 159-189). NATO ASI Series, vol 259. Springer, Dordrecht. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-2253-2\\_10](https://doi.org/10.1007/978-94-009-2253-2_10)
- Yılmaz, Y. (1997). Geology of Western Anatolia. In Schindler, C. & Pfister M. (ed.), *Active tectonics of Northwestern Anatolia-Marmara Poly-Project* (pp.3153). Vdf. Honchschulerlag AG an der ETH. Zurich.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. & Yılmaz, K. (1995). Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia. *Tectonophysics* 243, 155-171.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, Ö.F., Karacık, Z., Altunkaynak, S., Bozcu, M., Yılmaz, K. & Elmas, A. (1999). Ege Denizi ve Ege bölgesinin jeolojisi ve evrimi. In Görür, N (Ed.), *Türkiye Denizleri* (pp. 211-337). Devlet Planlama Teşkilatı, Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu yayını, Ankara.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, Ö. F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. & Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? In E. Bozkurt, J. A. Winchester & J.D.A. Piper (Eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, *Journal of the Geological Society London, Special Publication*, 173, 353-384.
- Yılmaz, Y., Genç, C. G., Karacık, Z. & Altunkaynak, Ş. (2001). Two contrasting magmatic association of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31(3), 243-271. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(01\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(01)00002-3)
- Yılmaz, Y. & Karacık, Z. (2001). Geology of the northern side of the Gulf of Edremit and its tectonic significance for the development of the Aegean grabens. *Geodinamica Acta*, 14 (1-3), 31-43.
- Yılmaz, Y., Bozcu, M., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yılmaz, K., Genç, Ş. & Gürer, Ö. F. (2001). *Güllük Körfezi ve dolayının jeolojik-tektonik gelişimi ve bu bölgenin Kale-Tavas havzası ile ilişkilerinin araştırılması* (Proje no: 199Y073). TÜBİTAK YDABÇAG.
- Yılmaz, Y. (2017a). 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 Series*, 225. American Geophysical Union, John Wiley & Sons, Inc. New York. <https://doi.org/10.1002/9781118944998.ch2>
- Yılmaz, Y. (2017b). Major Problems of western Anatolia. In Çemen, İ. & Yılmaz, Y. (eds), *Active Global Seismology: Neotectonics and Earthquake Potential of the Eastern Mediterranean Region* (pp. 141-186). *Geophysical Monograph Series*, 225. American Geophysical Union, John Wiley & Sons, Inc, New York.
- Yılmaz, Y., Çemen, İ. & Yiğitbaş, E. (2022). Tectonics of eastern Anatolian Plateau; Final stages of collisional orogeny in Anatolia. American Geophysical Union by John Wiley & sons Inc.-100 (in press) <https://doi.org/10.1002/essoar.10510307.1>
- Yılmaz, Y. & Gürer, Ö. F. (2023). Tectonic development of western Anatolian extensional province. *International Geology Review*, <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2209865>
- Yolsal-Cevikbilen, S., Taymaz, T. & Helvacı, C. (2014). Earthquake mechanisms in the Gulfs of Gökova, Sığacık, Kuşadası, and the Simav Region (western Turkey): Neotectonics, seismotectonics and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 635, 100-124. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.001>
- Zanchi, A., Kissel, C., Tapırdamaz, C. (1993). Late Cenozoic and Quaternary brittle continental deformation in western Turkey. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164(4) 507-517.



**Geological and Geochemical Characteristics of Late Ordovician Volcanic Levels of the Gözdağ Formation in the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit (NW Turkey): Implications for Global Events During the Ordovician**

*İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'ndeki Gözdağ Formasyonu'nun Üst Ordovisiyen Yaşlı Volkanik Seviyelerinin Jeolojik ve Jeokimyasal Özellikleri (KB Türkiye): Ordovisiyen Sırasındaki Küresel Olaylar İçin Çıkarımlar*

**Fatih Şen**

*Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul Üniversitesi, TR34116 Fatih, İstanbul, Turkey*  
*Present Address: Toprak-89 Evleri No: 5, TR17800 Lapseki, Çanakkale, Turkey*

• Geliş/Received: 12.12.2022 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 01.05.2023 • Kabul/Accepted: 16.05.2023  
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 23.06.2023 • Baskı/Printed: 20.08.2023

*Araştırma Makalesi/Research Article*

*Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

*This paper is respectfully dedicated to a geologist the late Sinan Biberoğlu, who graduated with a master's degree from İTÜ in 1984 and hired young geologists in the engineering projects of İstanbul, and who was instrumental in collecting geological data from underground-construction excavations.*

**Abstract:** The İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit is regarded as the easternmost fragment of Avalonia-Carolina and designated as Far East Avalonia. Its stratigraphy is characterized by discontinuous sedimentation from Late Ediacaran to Late Carboniferous. In the western part of the block, known as İstanbul Terrane, the Gözdağ Formation is represented by lagoonal sedimentary rocks consisting of shale-sandstone with limestone of Middle Ordovician-Lower Silurian age. Here, I report on stratigraphic positions and petrographical and geochemical data of fine- and coarse-grained tuffs and lavas in the Late Ordovician strata of the Gözdağ Formation. The fine- and coarse-grained tuffs have pyroclastic and the lavas have porphyritic, vitrophyric and aphanitic textures. The fine- and coarse-grained tuffs are of Sandbian and Katian ages, and the lavas have Hirnantian ages, according to the stratigraphic positions of the Late Ordovician volcanic rocks. The fine-grained tuffs have high potassium calc-alkaline, and the coarse-grained tuffs and lavas have a calc-alkaline character. They are devoid of noticeable within-plate components, as deduced by the presence of obvious negative Nb anomalies, and they have subduction signatures. In conjunction with data from the literature, the Sandbian fine-grained tuffs were deposited in a lagoonal depocenter in the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit in the earliest Late Ordovician due to multiple Plinian-type eruptions during the last phase of the Taconic orogeny, which formed between the Piedmont Terrane and Laurentia. The Katian coarse-grained tuffs were products of volcanic activities formed in the arc settings during the last stage of depletion of the Teisseyre-Tornquist Ocean, lying between Avalonia and Baltica. The Hirnantian lavas were formed by flowing in a lagoonal depocenter of the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit during the soft-docking of Avalonia and Baltica, known as the pre-Caledonian orogeny.

**Keywords:** Far East Avalonia, Gözdağ Formation, İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit, Ordovician, Volcanic Rocks.

**Öz:** *İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği, Avalonya-Karolina'nın en doğudaki parçası olarak kabul edilir ve Uzak Doğu Avalonya'yı temsil eder. Stratigrafisi ayrıca Üst Ediyakaran'dan Üst Karbonifer'e kadar kesintili sedimantasyon*



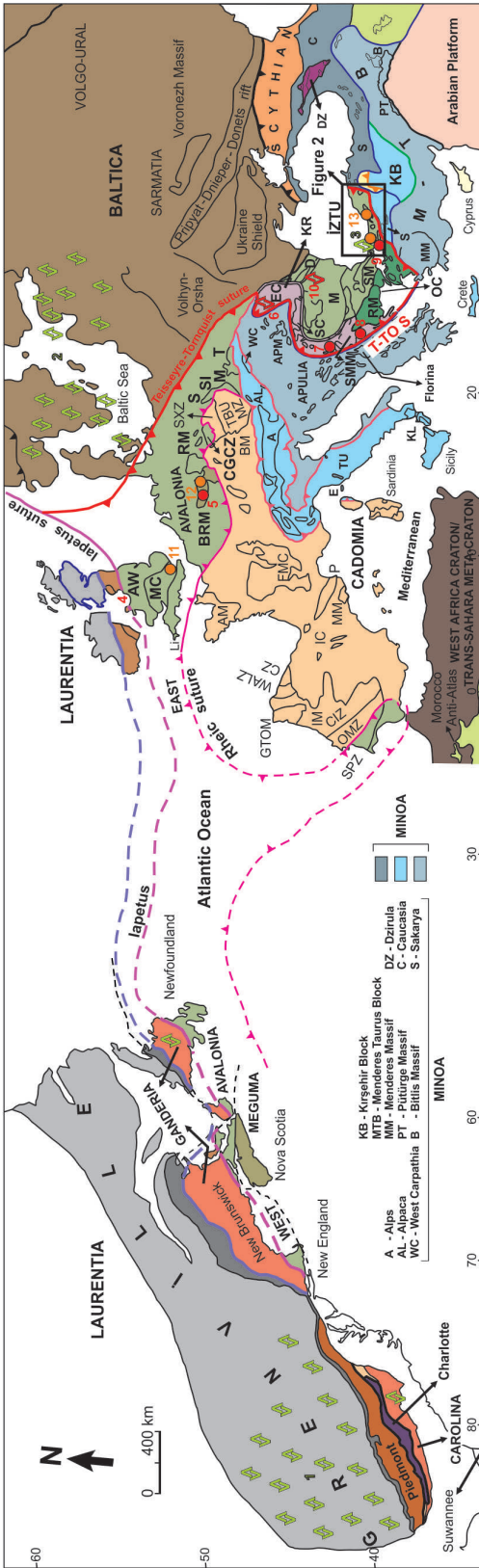
ile karakterize edilir. Bloğun İstanbul Birliği olarak bilinen batı kesiminde Gözdağ Formasyonu, Orta Ordovisiyen-Alt Silüriyen yaşlı şeyl-kumtaşı kireçtaşından oluşan lagünel tortul kayaçlarla temsil edilmektedir. Burada, Gözdağ Formasyonu'nun Üst Ordovisiyen tabakalarındaki ince- ve kaba-taneli tüflerin ve lavların stratigrafik konumları ile petrografik ve jeokimyasal verilerini rapor ediyorum. İnce- ve kaba- taneli tüfler piroklastik, lavlar ise porfirik, vitrofirik ve afanitik dokuludur. Üst Ordovisiyen yaşlı volkanik kayaçların stratigrafik konumlarına göre, ince- ve kaba-taneli tüfler Sandbiyen ve Katiyen, lavlar ise Hirnansiye yaşlıdır. İnce-taneli tüfler yüksek potasyumlu kalk-alkali, kaba-taneli tüfler ve lavlar kalk-alkali karaktere sahiptir. Fark edilebilir negatif Nb anomalilerinin varlığından anlaşıldığı gibi, bariz plaka içi bileşenlerden yoksundurlar ve yitim imzalarına sahiptirler. Literatürden elde edilen verilerle bağlantılı olarak, Sandbiyen ince-taneli tüfler Piedmont Birliği ile Lavrensiya arasında en erken geç Ordovisiyen'de oluşan Takonik orojenezinin son evresi sırasında çoklu pliniyen-tipi patlamaların bir sonucu olarak İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'ndeki bir lagün alanında çökelmiştir. Katiyen kaba-taneli tüfler Avalonya ile Baltika arasında uzanan Teisseyre-Tornquist Okyanusu'nun tüketilmesinin son aşamasında yay ortamında meydana gelen volkanların ürünleridir. Hirnansiye lavları ise Kaledoniye öncesi orojenezi olarak bilinen Avalonya ve Baltika'nın yumuşak yavaşması sırasında İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'nin bir lagün ortamında akarak oluşmuştur.

**Anahtar Kelimeler:** Gözdağ Formasyonu, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği, Ordovisiyen, Uzak Doğu Avalonya, Volkanik Kayaçlar.

## INTRODUCTION

The Ordovician time represents chaotic processes in the ancient blue planet (Figure 1). After the rifting of Avalonia-Carolina during the Late Ediacaran (Pollock and Hibbard, 2010; Landing et al. 2019; Şen, 2021a), Carolina-Ganderia collided with Laurentia during the latest Late Ordovician (Acadian orogeny; Hibbard et al., 2007) before the Piedmont Terrane docked with Laurentia during the earliest Early Ordovician (Taconic orogeny; van Staal et al., 2007). Avalonia also softly docked with Baltica during the latest Late Ordovician, known as the pre-Caledonian orogeny after the consumption of the Teisseyre-Tornquist Ocean, which was the eastern branch of Iapetus (Cocks and Fortey, 2009). In addition, after Cadomia rifted off from West Gondwana-land, known as the opening of the Tethys Ocean (Linnemann et al., 2007 after Landing et al., 2019), Hirnantian glaciation and Late Ordovician mass extinction have taken place in Cadomia, together with Minoa and Gondwana-land during the latest Late Ordovician (e.g., Huff et al., 1992; Fortey and Cocks, 2005; Huff, 2008).

The İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit is an Amazonian craton-derived continental block accreted to Baltica during the latest Late Ordovician (Şen, 2023a) and is regarded as the eastward extension of the Avalonia-Carolina micro-continent (Ustaömer et al., 2011; Şen, 2021a). The continental fragment was located on the margin of NE Amazonia in the west of the Morocco-Anti Atlas (Bozkurt et al., 2008) during the Late Ediacaran (Şen, 2021a) and represents Far East Avalonia (Oczlon et al., 2007; Şen, 2021a). In this study, the Gözdağ Formation in the İstanbul Terrane, which forms the western sector of the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit, is emphasized in order to contribute to the interpretation of these chaotic processes in the Ordovician planet. The Gözdağ Formation consists of alternations of sandstone, shale and greywacke of the Middle Ordovician-Lower Silurian age deposited in a lagoonal depocenter (Sayar and Cocks, 2013). This paper reports their stratigraphic positions together with petrographical and geochemical data for Late Ordovician volcanic levels of the Gözdağ Formation, with the aim of shedding light on the global and local Ordovician geodynamic evolution.



**Figure 1.** Simplified tectonic map of the peri-Gondwanan terranes within the Appalachian belt of North America, the Variscan belt of southern-central Europe, the Simplified tectonic map of the peri-Gondwanan terranes within the Appalachian belt of North America, the Variscan belt of southern-central Europe, the south and west of the Black Sea, and in the Mediterranean belt (after Şen, 2021a). The location of MINOA is taken from Şen (2021a, b). See abbreviations for East Avalonia, Far East Avalonia, Cadomia and Minoia. T-TO S' represents suture of Teisseyre-Tornquist Ocean in Far East Avalonia. AW: Anglo Welsh; BRM: Brabant Massif; CGCZ: Central German Crystalline Zone; Li: Lizard Ophiolite; M: Morarobo-Silesian Zone; MC: Midland Craton; RM: Rhenish Massif; S: Sudetes; SI: Sleza Ophiolite; SPZ: South Portugal Zone; T: Tatra for East Avalonia; D: Dobrogea; EC: East Carpathia; IZTU: İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit; KR: Kraishite; M: Moesia; OC: Ograzhdzenian Complex; RM: Rhodope Massif; SMM: Serbo-Macedonian Massif; SC South Carpathia; SM: Stranjia Massif for Far East Avalonia; AM: Armerican Massif; BM: Bohemian Massif; CIZ: Central Iberia Zone; CZ: Cantabrian Zone; FMC: French Massif Central; GTOM: Galica-Tras os Montes Zone; IC: Iberia Chains; IM: Iberia Massif; MM: Maurers Massif; MZ: Moldanubian Massif; OMZ: Ossa-Morena Zone; P: Pyrenees; SXZ: Saxo-Thuringian Zone; TBU: Tepla-Barrandian Massif; WALZ: West Australian Loneliness Massif for Cadomia. Triangle on the sutures indicates subduction polarity. Green twin triangles represent the localities of syn-collision related Late Ordovician tuffs formed during the Taconic orogeny (collision of Laurentia and Piedmont Terrane). Red dots stand for the localities of are-related Late Ordovician volcanism during the consumption of the Teisseyre-Tornquist Ocean and orange dots also represent localities syn-collision related latest Late Ordovician volcanism during soft-docking between Avalonia and Baltica in Avalonia. Radiometric ages are taken from IBergström et al. (1995); Adams et al. (1960); Kunk et al. (1989), Tucker et al. (1990), Tucker et al. (1992), Tucker and McKerrow (1995) in Laurentia and Dennis et al. (2012), Zagorchev et al. (2008) in Carolina-Ganderia – 456-453 Ma; 2Compston and Williams (1992), Tucker (1992), Tucker and McKerrow (1995), Kolata et al. (2014) in Baltica – 456-453 Ma; 3this study; 4Stilleman and Francis (1979) and 5Linnemann et al. (2012) – 453-448 Ma and 457 Ma; 6Balintoni et al. (2010) – 458 Ma; 7Zagorchev et al. (2015) – 456-451 Ma; 8Antić et al. (2016) – 456 Ma; 9Okay et al. (2008) – 457-446 Ma; 10Oczlon et al. (2007) – Late Ordovician; 11Noble et al. (1993) – 445 Ma; 12Linnemann et al. (2012) – 445 Ma; 13Şen (2023a) – 445-443 Ma.

**Şekil 1.** Kuzey Amerika'nın Appalaş kuşağı, güney-orta Avrupa'nın Variscan kuşağı, Karadeniz'in güneyi ve batısı ve Akdeniz kuşağı içindeki Gondvana öncesi bölgelerin basitleştirilmiş tektonik haritası (Şen, 2021a). MINOA'nın lokasyonu Şen (2021a, b)'den alınmıştır. Doğu Avalonya, Kadomiya ve MINOA kısaltmalarına bakınız. T-TO S' Uzak Doğu Avalonya'daki Teisseyre-Tornquist Okyanusu'nun sutureunu temsil eder. Doğu Avalonya için AW: Anglo Welsh; BRM: Brabant Masifi; CGCZ: Orta Alman Krystalin Zonu; Li: Lizard Ofiyoliti; M: Morarobo-Silesian Zonu; MC: Midland Kratonu; RM: Rhenish Masifi; S: Sudetes; SI: Sleza Ofiyoliti; SPZ: Güney Portekiz Zonu; T: Tatra; Uzak Doğu Avalonya için; D: Dobruca; EC: Doğu Karpatlar; IZTU: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği; KR: Kraishite; M: Moesia; OC: Ograzhdzenian Kompleksi; RM: Rodop Masifi; SMM: Sırp-Makedon Masifi; SC Güney Karpatlar; SM: Istranca Masifi; Kadomiya için AM: Armerican Masifi; BM: Bohemya Masifi; CIZ: Orta İberyaya Zonu; CZ: Kantabriya Zonu; FMC: Orta Fransa Masifi; GTOM: Galica-Tras os Montes Zonu; IC: İberyaya Silesisi; IM: İberyaya Masifi; MM: Maurers Masifi; MZ: Moldovalı Masifi; OMZ: Ossa-Morena Zonu; P: Pyrenees; SXZ: Sakso-Thüringen Zonu; TBU: Tepla-Brandıya Masifi; WALZ: Batı Avusturya Masifi. Siyah üçgenler, dalgama polaritesini gösterir. Yeşil ikiz üçgenler, Taconik orojenez (Laurenzya ile Piedmont Terrane çarpışması) sırasında çarpışma ile ilişkili Üst Ordovisiyen tufflerinin yerlerini temsil eder. Kırmızı noktalar, Teisseyre-Tornquist Okyanusu'nun tüketilmesi sırasında yeşil ile ilişkili Üst Ordovisiyen yerlerini ve turuncu noktalar

da Avalonya'daki Avalonya ile Baltika arasındaki yumuşak yavaşlaşma sırasında meydana gelen çarpışma ile ilişkili Üst Ordovisiyen volkanizmasını temsil eder. Radyometrik yaşlar Lavrensiya'da 1Bergström vd. (1995); Adams vd. (1960), Kunk vd. (1985), Samson vd. (1989), Tucker vd. (1990), Tucker (1992), Tucker ve McKerrow (1995) ve Karolina-Ganderya' da Dennis vd. (2012), Zagorevski vd. (2008) – 456-453 My; Baltika' da 2Compston ve Williams (1992), Tucker (1992), Tucker ve McKerrow (1995), Kolata vd. (1996), Bauert vd. (2014) – 456-453 My; 3bu çalışma; 4Stillman ve Francis (1979) ve 5Linnemann vd. (2012) – 453-448 My and 457 My; 6Balintoni vd. (2010) – 458 My; 7Zagorchev vd. (2015) – 456-451 My; 8Antić vd. (2016) – 456 My; 9Okay vd. (2008) – 457-446 My; 10Oczlon vd. (2007) – Üst Ordovisiyen; 11Noble vd., (1993) – 445 My; 12Linnemann vd. (2012) – 445 My; 13Şen (2023a)' dan – 445-443 My alınmıştır.

## GEOLOGICAL SETTING

The Pontides contain three continental fragments amalgamated during the earliest Early Permian time (Şen, 2022b). These are the Rhodope-Strandja Massif, İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit and Sakarya Zone (e.g., Yiğitbaş et al., 1999, 2004) (Figure 2). The Rhodope-Strandja Massif and İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit are parts of the metamorphosed and unmetamorphosed fragments of Far East Avalonia (Şen, 2021a, b) whereas the Sakarya Zone is derived from the Minoan terrane (Ustaömer et al., 2012; P.A. Ustaömer, 2012), which rifted from Laurentia during the Middle Neoproterozoic (Şen, 2023b), including continental blocks extending from the Alps to the Kopegh Dag in the Mediterranean province (Şen, 2021a). The İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit (İZTU), located along the southwestern Black Sea coast, contains Late Neoproterozoic metamorphic basement rocks overlain by a discontinuous and well-developed sedimentary sequence extending from Ediacaran to Carboniferous (Şen, 2021a) (Figure 3). Stratigraphic differences are observed in the western and eastern section of the İZTU (e.g., Göncüoğlu, 1997). It is accepted as two different terranes, consisting of the İstanbul Terrane (İT) and Zonguldak Terrane (ZT) according to lithological differences that are seen after the Silurian-Devonian transition (Göncüoğlu, 1997; Kozur and Göncüoğlu, 1998) (Figure 2 & 3). On the other hand, it can be explained by lateral facies changes

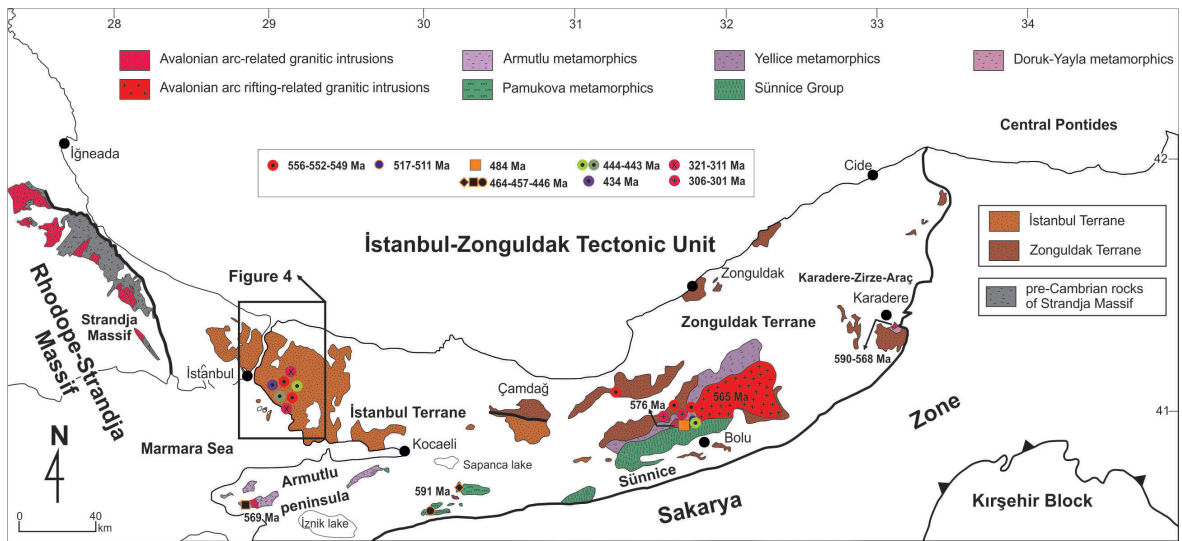
following the Silurian-Devonian transition (Okay and Topuz, 2017). The southern part represents the Iapetus Ocean and the Teisseyre-Tornquist Ocean and the northern part contains the continental-margin sedimentary rocks of the Rheic Ocean during the Ediacaran-Ordovician time (Şen, 2021a, 2023a) (Figure 3).

## Stratigraphy of the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit (İZTU)

The Late Neoproterozoic rock assemblages consist of high-grade metamorphic rocks in the southern sector of the İZTU, observed in the Armutlu peninsula, Sünnice mountain and Karadere (Yiğitbaş et al., 1999, 2004; Şen, 2021a) (Figure 2 & 3). In the Armutlu peninsula, the basement rocks are composed of a high-grade amphibolite gneiss sequence, known as the Armutlu metamorphics (AM) and the Avalonian magmatic bodies intruding them (c. 591-569 Ma; Okay et al., 2008; Akbayram et al., 2013), and the Late Ediacaran metaophiolite that amphibolites are interbanded with layers of metaperidotite and metagabbro called the Pamukova metamorphics (PM) (c. 564 Ma; Özbey et al., 2021) (Figure 3). The AM juxtaposed with the PM during the latest Late Ediacaran to earliest Early Cambrian (Şen, 2021a) (Figure 3). The basement rocks are cut by Middle-Late Ordovician intrusive granitic rocks (c. 464-446 Ma; Okay et al., 2008).

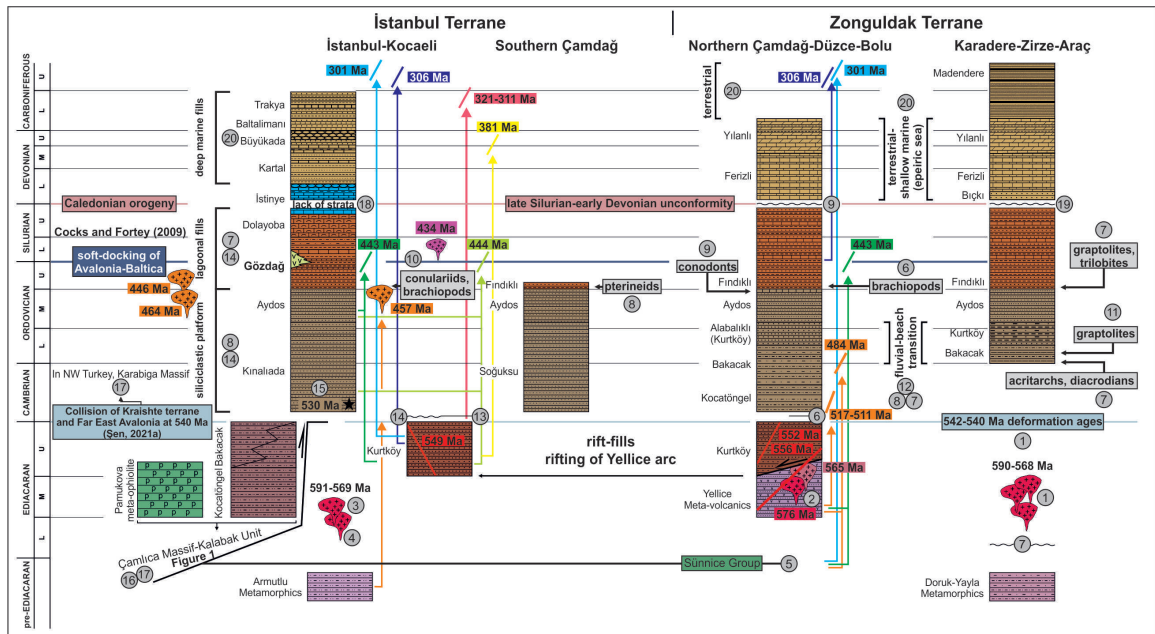
In the Sünnice mountain, the basement is made up of a low-grade sequence, known as the Yellice metavolcanics, consisting of metaandesites with minor metarhyolites and meta-sedimentary rocks of the Middle-Late Ediacaran age (Yiğitbaş et al., 1999, 2004; Dr. T. Ustaömer, 2017; personal communication). They represent an Avalonian arc (Ustaömer and Rogers, 1999) intruded by the Avalonian intrusive granitic rocks (c. 576 Ma; Ustaömer et al., 2005) and completely cut by rift-related Late Ediacaran intrusive magmatic bodies (c. 565-556 Ma; Şen, 2021a) (Figure 3).





**Figure 2.** Simplified geology map of the İZTU (modified from Yiğitbaş et al. 1999; Bozkurt et al. 2013) showing the distribution of Neoproterozoic basement rocks and Ediacaran-Carboniferous sedimentary rocks known as continental-margin deposits of the Rheic Ocean (Şen, 2021a, b, 2023a), and subdivision of the İZTU into the İstanbul and Zonguldak terranes on the basis of Göncüoğlu (1997). Black box shows study area.

**Şekil 2.** Rheic Okyanusu'nun kıta kenarı kayaları olarak bilinen Ediyakaran-Karbonifer sedimanter kayalarının (Şen, 2021a, b, 2023a) ve Neoproterozoyik temel kayalarının yayılımını ve İZTU'nun Göncüoğlu (1997)'ye göre İstanbul ve Zonguldak birliklerini gösteren İZTU'nun basitleştirilmiş jeoloji haritası (Yiğitbaş vd., 1999; Bozkurt vd., 2013' den değiştirilmiştir). Siyah kutu çalışma alanını gösterir.



**Figure 3.** Generalized stratigraphic section (not to scale) of the İZTU (after Şen, 2021a, b). Data from Chen et al. (2002)<sup>1</sup>, Ustaömer et al. (2005)<sup>2</sup>, Okay et al. (2008)<sup>3</sup>, Akbayram et al. (2013)<sup>4</sup>, Yiğitbaş et al. (1999)<sup>5</sup>, Biberöglü (1984)<sup>6</sup>, Dean et al. (2000)<sup>7</sup>, Gedik and Önalın (2001)<sup>8</sup>, Boncheva et al. (2009)<sup>9</sup>, Sayar and Cocks (2013)<sup>10</sup>, Göncüoğlu

et al. (2014)<sup>11</sup>, Aydın et al. (1987)<sup>12</sup>, Abdüsselamoğlu (1977)<sup>13</sup>, Özgül (2012)<sup>14</sup>, Ustaömer et al. (2011)<sup>15</sup>, Tunç et al. (2012)<sup>16</sup>, Yiğitbaş and Tunç (2020)<sup>17</sup>, Yalçın and Yılmaz (2010)<sup>18</sup>, Hamdi (1975)<sup>19</sup>, Okay and Topuz (2017)<sup>20</sup>. Late Ediacaran dykes, Ordovician-Silurian dykes and Late Devonian to Late Carboniferous dykes were taken from Şen (2021a, b), Şen (2022a, b), Şen (2023a).

**Şekil 3.** İZTU'nun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (ölçeksiz) (Şen, 2021a, b). Veriler Chen vd. (2002)<sup>1</sup>, Ustaömer vd. (2005)<sup>2</sup>, Okay vd. (2008)<sup>3</sup>, Akbayram vd. (2013)<sup>4</sup>, Yiğitbaş vd. (1999)<sup>5</sup>, Biberöğlu (1984)<sup>6</sup>, Dean vd. (2000)<sup>7</sup>, Gedik ve Önalın (2001)<sup>8</sup>, Boncheva vd. (2009)<sup>9</sup>, Sayar ve Cocks (2013)<sup>10</sup>, Göncüoğlu vd. (2014)<sup>11</sup>, Aydın vd. (1987)<sup>12</sup>, Abdüsselamoğlu (1977)<sup>13</sup>, Özgül (2012)<sup>14</sup>, Ustaömer vd. (2011)<sup>15</sup>, Tunç vd. (2012)<sup>16</sup>, Yiğitbaş ve Tunç (2020)<sup>17</sup>, Yalçın ve Yılmaz (2010)<sup>18</sup>, Hamdi (1975)<sup>19</sup>, Okay ve Topuz (2017)<sup>20</sup> alınmıştır. Üst Ediyakaran daykları, Ordovisiyen-Silüryen daykları, Üst Devoniyen-Üst Karbonifer daykları Şen (2021a, b), Şen (2022a, b) ve Şen (2023a)'dan alınmıştır.

The Sünnice Group contains two lithotectonic rock assemblages. These are the Demirci metamorphic sequence that is structurally a lower assemblage of high-grade amphibolite-facies quartz-plagioclase-biotite-hornblende gneiss and the Çele metaophiolite that is structurally a higher assemblage of amphibolite-facies metaperidotite and amphibolites (Yiğitbaş et al., 2008). The Sünnice Group, corresponding to the Pamukova metamorphics (Yiğitbaş et al., 1999, 2004), is juxtaposed with the Yellice metavolcanics at 540 Ma (Şen, 2021a).

They are cut by Early Cambrian to Late Ordovician intrusive rocks (c. 517-511 Ma; Bozkurt et al., 2013; c. 484-443 Ma; Şen 2023a). In the Karadere area, the basement rocks are represented by the Doruk-Yayla metamorphics, consisting of meta-quartzites and gneisses of Tonian-Cryogenian age and the Avalonian intrusive granitic rocks cutting them (c. 590-568 Ma; Chen et al., 2002) (Figure 3).

The Yellice metavolcanics standing for the Avalonian arc are emplaced by Late Ediacaran rift-

related intrusive rocks (c. 565-556 Ma; Ustaömer et al., 2005; Şen, 2021a). This also corresponds to the beginning of the sedimentation time of the rift fills (Kurtköy Formation) that were are cut by Late Ediacaran rift-related small intrusions (c. 552-549 Ma; Şen, 2021a). They consist of red sandstone and conglomerate alternating with mudstone and shale. The fore-arc fills (Kocatöngel-Bakacak Formations) include very low-grade metamorphic rocks consisting of green and red shale-siltstone intercalations representing the turbiditic- and -deltaic fills of Middle-Late Ediacaran age. The fore-arc fills were thrust over the rift fills at 540 Ma (Şen, 2021a) (Figure 3). The rift fills are conformably and unconformably overlain by the siliciclastic platform (Kınalıada-Aydos Formations) consisting of white and red cross-bedded quartz sandstones, locally with ripple marks (Abdüsselamoğlu, 1977; Özgül, 2012), and their depositional age is Early Cambrian-Middle Ordovician (Şen, 2021a) (Figure 3). The siliciclastic platform passes laterally and vertically into a sequence of shale-sandstone alternating with limestone and greywacke deposited in a lagoonal depocenter (Figure 3). The sedimentation of the lagoonal-fills, known as the Gözdağ-Dolayoba Formations, is Middle Ordovician-Late Silurian (Dean et al., 2000; Özgül, 2012; Sayar and Cocks, 2013). The rift- and -siliciclastic platform fills are cut by Late Ordovician intrusive rocks (c. 444-443 Ma; Şen, 2023), corresponding to felsic lavas in the Ordovician-Silurian transition in the İT (Figure 3). The Upper Silurian-Lower Devonian fills begin with laminated limestone-shale and pass upward into nodular limestones, known as the İstinye Formation (Önalın, 1981). However, the Pridoli Stage of the Upper Silurian and Lochkovian Stage of the Lower Devonian are absent in the İT (Yalçın and Yılmaz, 2010), corresponding to Late Silurian-Early Devonian unconformity in the ZT, as stated by Hamdi (1975). The Lower Devonian-Lower Carboniferous fills begin with turbiditic sandstone-limestone (Kartal Formation) and pass

upward into pelagic limestones and radiolarite shale (Büyükada-Baltalimanı Formations) and end up with turbiditic sandstone and shale alternating with limestone (Trakya Formation) (Figure 3). These sedimentary rocks represent the deep marine depocenter in the İT (Özgül, 2012; Okay and Topuz, 2017). The Late Paleozoic sequence ends with a thick sequence of Lower Carboniferous siliciclastic turbidites in the İT. Lower Devonian-Upper Carboniferous fills start with a shallow carbonate platform and pass upward into terrestrial clastic rocks consisting of a thick sequence of coal-bearing sandstone and shale in the ZT (Okay and Topuz, 2017). The pre-Silurian rocks are also cut by the Late Devonian-Late Carboniferous intrusive rocks in the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit (c. 381 Ma to 321-301 Ma; Şen, 2021b; 2022b) (Figure 3).

### **Gözdağ Formation in the İstanbul Terrane**

The Gözdağ Formation that mainly contains micaceous feldspathic sandstone strata has been designated with different names by previous researchers. Paeckelmann (1938) defined these strata as Halysites-Grauwacken Horizont. Haas (1968) described them as Yayalar-Schichten and subdivided them into three members: Umur Deresi, Şeyhli and Kayalıdere, corresponding to the Gözdağ, Umurdere and Şeyhli members of the Yayalar Formation, as stated by Özgül (2012). Kaya (1978) designated them as Büyükdere shale, Gözdağ litharenite and Şeyhli subarkose. Later, Önal (1981) defined them as two units, including the Gözdağ and Aydınli Formations. Tüysüz et al. (2004) collected these strata under the Gözdağ Formation. In this study, the name Gözdağ Formation is preferred because the Gözdağ Formation defined by Tüysüz et al. (2004) also encompasses the Aydınli Formation of Önal (1981).

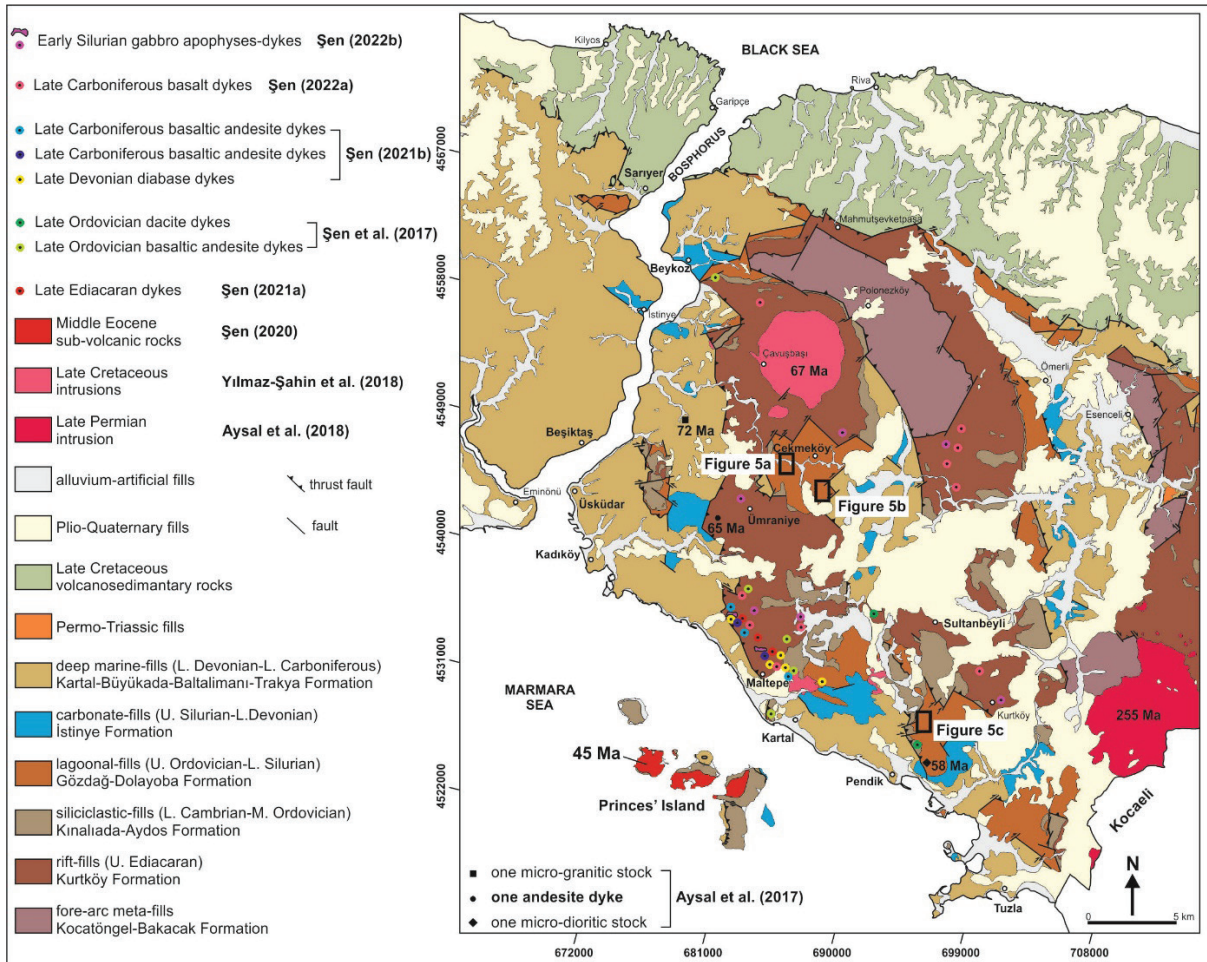
The lower levels of the lagoonal deposits in the İT are represented by the Gözdağ Formation and their upper levels correspond

to the Dolayoba Formation (e.g., Özgül, 2012; Sayar and Cocks, 2013). The Gözdağ Formation consists predominantly of an alternation of shale, sandstone and greywacke. It is an intermediate stratigraphic unit of the İT (e.g., Paeckelmann, 1938) and underlies a small part of metropolis of İstanbul, especially east of the Bosphorus (Figure 4). The Gözdağ Formation is more than 400 m thick (Sayar and Cocks, 2013). The micaceous sandstones are greenish-blue and grey medium and the thin strata in the lower parts of the sequence and the feldspathic quartz-arenites are pinkish cream, greyish white, medium to thick strata in the upper part of the sequence (Tüysüz et al., 2004; Özgül, 2012; Sayar and Cocks, 2013). The oldest fossiliferous strata in the Gözdağ Formation, representing the lower level of the unit, are a shale-chamosite intercalation of Darriwilian-Sandbian age (Arıç, 1955; Sayar, 1964, 1970, 1984; Sayar and Cocks, 2013). Furthermore, Bozkaya et al. (2012) defined felsic lavas in strata representing the Ordovician-Silurian transition of the Gözdağ Formation, corresponding to the transition between the lower and upper levels of the unit.

### **Field characteristics**

The Gözdağ Formation occurs in small locations in İstanbul although it is mostly observed on the Anatolian side city of İstanbul (Figure 4). However, these small areas where the unit could previously be observed can no longer be observed due to the dense constructions in İstanbul metropolitan area. Therefore, it is essential to observe and map the strata of the Gözdağ Formation during super-construction excavations. In this context, the Gözdağ Formation was mapped on a 1/1000 scale during the construction excavations at three different locations in city of İstanbul, including the Çekmeköy, Dudullu and Gözdağ areas, corresponding to the lower levels of the unit (Figure 5). According to the mappings, different volcanic rocks were identified at three different levels of the Gözdağ Formation (Table 1; Figure 6).





**Figure 4.** Geological maps of the study areas, modified from Özgül (2012) on the basis of Şen (2012). Isotopic ages are from Şen (2021a) for Late Ediacaran dykes, Şen (2023a) for Late Ordovician dykes, Şen (2022a) for Early Silurian intrusions, Şen (2021b, 2022b) for Late Devonian-Late Carboniferous dykes, Aysal et al. (2018) for Late Permian granite, Şen (2012), Yılmaz-Şahin et al. (2012) and Aysal et al. (2017) for Late Cretaceous intrusions, Şen (2020) for Middle Eocene sub-volcanic rocks. Black boxes show study areas.

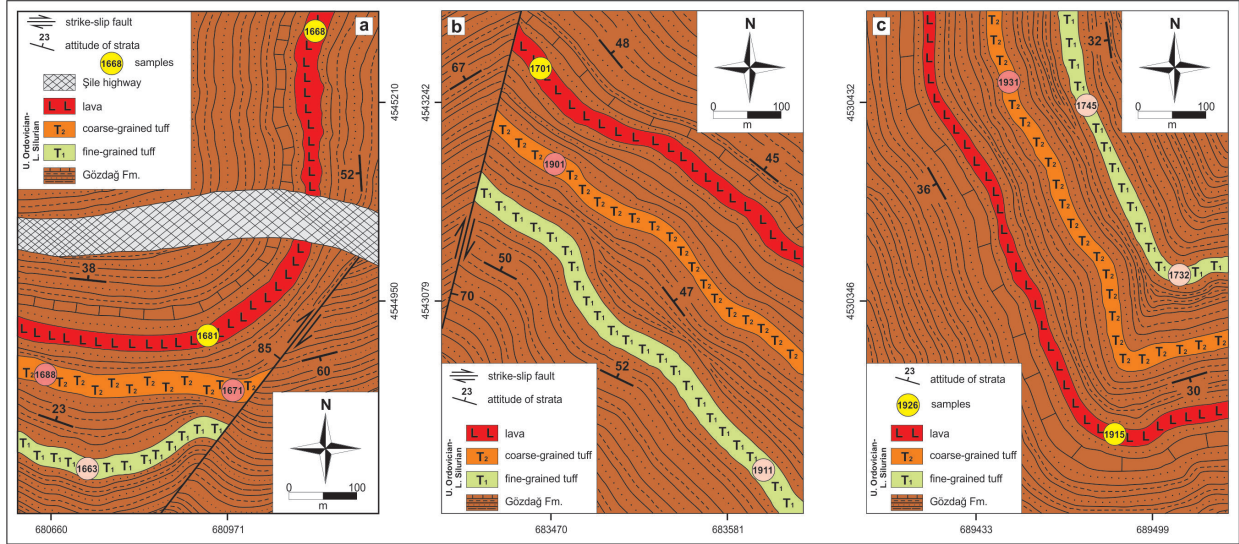
**Şekil 4.** Çalışma alanlarının Şen (2012) temel alınarak Özgül (2012)'den değiştirilmiş jeoloji haritası. İzotopik yaşlar Üst Ediyakaran daykları için Şen (2021a)'dan, Üst Ordovisiyen daykları için Şen (2023a)'dan, Alt Silüryen intrüzyonları için Şen (2022a)'den, Üst Devoniyen-Üst Karbonifer daykları için Şen (2021b, 2022b)'dan, Üst Permiyen graniti için Aysal vd. (2018)'den, Üst Kretase sokulumları için Yılmaz-Şahin vd. (2012), Şen (2012) ve Aysal vd. (2017), Orta Eosen volkanik kayalar için Şen (2020)'den gelir. Siyah kutular çalışma alanlarını gösterir.

The volcanic rocks in the Gözdağ Formation are divided into three types, including fine- and coarse-grained tuffs and lavas (Figure 6). The fine-grained tuffs ( $T_1$ ) are above the chamosite strata. They consist of light brown and 50-60 cm thick-layered sandstone alternating with dark

brown siltstone of 5–20 cm thick bedding. They are observed at a level of ~3 meters (Figure 6a, b). The coarse-grained tuffs ( $T_2$ ) are ~70 meters above the fine-grained tuffs. They contain light brown and 3-4 cm thick-layered sandstone alternating with dark blue millimeter-scale

parallel-laminated limestone of 1-2 cm thick bedding. They are exposed at a level of ~5 meters (Figure 6a, c). The lavas (L) are above 45 meters above the coarse-grained tuffs and they are about 2 meters below the limestones extending in the form of thin bands. They comprise greenish brown and off-white colored and 7-8 meters thick-layers

alternating with green sandstone and greywacke of 30-40 cm thick bedding. They are exposed at a level of ~8 meters (Figure 6a, d, e, f). In addition, these volcanic rocks observed at different levels in the lower parts of the Gözdağ Formation have been severely affected by hydrothermal alteration, as stated by Bozkaya et al. (2012).



**Figure 5.** Geology maps of the Gözdağ Formation in (a) Çekmeköy, (b) Dudullu and (c) Gözdağ in the İstanbul Terrane.

**Şekil 5.** İstanbul Birliği'nde (a) Çekmeköy, (b) Dudullu ve (c) Gözdağ'daki Gözdağ Formasyonu'nun jeolojik haritaları.

**Table 1.** Petrographical features of volcanic rocks in the Gözdağ Formation. The naming of pyroclastic rocks, depending on their grain size, was made according to Fisher and Schmincke (1984).

**Çizelge 1.** Gözdağ Formasyonundaki volkanik kayaların petrografik özellikleri. Piroklastik kayaların tane büyüklüklerine bağlı olarak adlandırılması Fisher ve Schmincke (1984)'e göre yapılmıştır.

| Types of Volcanic Rocks               | Mineral composition     |              | Matrix / Groundmass | Texture                               | Types of Alteration  |
|---------------------------------------|-------------------------|--------------|---------------------|---------------------------------------|--|
|                                       | Main                    | Accessory    |                     |                                       |  |
| Fine-grained tuff (T <sub>1</sub> )   | Bt + Pl + Afs + Q       | Ap + Zr + Mz | Mf + Vc             | Pyroclastic                           | saussuritization + chloritization + kaolinization + sericitization |
| Coarse-grained tuff (T <sub>2</sub> ) | Amp + Pl + Afs + Q      | Bt + Ap + Zr | Mf                  |                                       |  |
| Lava (L)                              | Px + Amp + Pl + Afs + Q | Ap + Zr      | Mc                  | Porphyritic + vitrophyric + aphanitic |  |

Abbreviations: Px, pyroxene; Bt, biotite; Amp, amphibole; Pl, plagioclase; Afs, alkali feldspar; Qz, quartz; Ap, apatite; Zr, zircon; Mz, monazite; Mf, mineral fragments; Vc, vitroclastic clasts; Mc, Microcline.

Kısaltmalar: Px, piroksen; Bt, biyotit; Amp, amfibol; Pl, plajiyoklaz; Afs, alkali feldispat; Qz, kuvars; Ap, apatit; Zr, zirkon; Mz, monazit; Mf, mineral parçaları; Vc, vitroklastik kırıntular; Mc, Mikroklin.





**Figure 6.** Field photographs (b- f) together with a measured stratigraphic log (a) of the Gözdağ Formation in the İstanbul Terrane. (a) The measured stratigraphic log of the Gözdağ Formation shows the locations of volcanic intercalations. (b) sandstone with altered fine-grained tuff intercalations. (c) laminated limestone with altered coarse-grained tuff intercalations. (d-e) Lava within the sandstone strata. (f) Altered lava. D-S: Darrivilian-Sandbian, LI: Llandovery, T<sub>1</sub>: fine-grained tuff, T<sub>2</sub>: coarse-grained tuff, L: lava.

**Şekil 6.** İstanbul Birliği'ndeki Gözdağ Formasyonu'nun ölçümlü stratigrafik kesiti (a) ile birlikte arazi fotoğrafları (b-f). (a) Gözdağ Formasyonu'nun ölçümlü stratigrafik kesiti, volkanik ara katkılarının yerlerini göstermektedir. (b) Altere ince-taneli tüf ara katkılı kumtaşı. (c) Altere kaba-taneli tüf ara katkılı laminalı kireçtaşı. (d-e) Kumtaşı tabakaları içinde lav. (f) Altere lav. D-S: Darrivilyan-Sandbiyen, LI: Llandovery, T<sub>1</sub>: ince-taneli tüf, T<sub>2</sub>: kaba-taneli tüf, L: lav.

## SAMPLE MATERIALS AND ANALYTICAL METHODS

### Sampling and thin-section petrography

Thirty samples of the volcanic rocks in the Gözdağ Formation were collected from Çekmeköy, Dudullu and Gözdağ. The fine-grained tuffs (T<sub>1</sub>) (twelve samples), the coarse-grained tuffs (T<sub>2</sub>) (eight samples) and the felsic lavas (L) (ten samples) were sampled on the Anatolian side of İstanbul metropolitan area. They were severely affected by hydrothermal alterations. Thus, I selected four samples per group which were used for bulk whole-rock geochemical analysis (Figure 5; Table 2).

All samples were collected by the author during the years 2012 and 2016. Each sample weighed at least 1.5 kg (>5 L in volume) to provide representability for bulk whole-rock geochemistry (especially trace element concentrations).

Thin-section petrographical analysis was undertaken on twelve samples that represent different volcanic rocks in the Gözdağ Formation, using a Leica DM4 P at the Geology Department of İstanbul University and a Nikon Eclipse E200 at the Geology Department of Çanakkale Onsekiz Mart University.



## **Whole-rock major and trace element geochemistry**

Thirty petrographic samples of the volcanic rocks in the Gözdağ Formation were selected for geochemical analyses at the Sample Preparation Laboratory of the Geology Department at İstanbul University. Each sample weighed at least 1.5 kg to provide representability for trace elements. Noticeably-altered parts were removed using a diamond saw. Samples were comminuted in a jaw crusher to pass through a 0.5 mm sieve, homogenized and split using cone-and-quartering to yield a 50 g subsample for pulverization in an agate-lined ball mill, to pass through a 200 mesh sieve (<75 µm). Blanks, blind duplicates, in-house and accredited standards (i.e., CANMET standards SY-4, STD SO-17, USGS standards W-2, AGV-1, G-2, GSP-2, BCR-2) were randomly interspersed throughout the sample series for quality control.

Analyses for major, trace and rare earth elements were conducted at the ACME Analytical Laboratories in Canada during the years 2012 and 2016. Major oxides were analysed by using an inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES), and trace-rare earth elements were analysed by using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). For the assay of major elements,  $0.2\pm 0.001$  g of sample powder was fused with  $1.0\pm 0.001$  g of  $\text{LiBO}_2$  in a 95Pt05Au crucible at  $\sim 1050$  °C. The hot melt was poured directly in 100 mL of 1N  $\text{HNO}_3$  acid, which ensures immediate and complete dissolution, for analysis of major element contents, as well as trace elements Ba, Cu, Ni, Sc, and Zn. Major element contents were converted to oxides assuming stoichiometry,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  represents total iron (oxide) content. Major elements (oxides) have lower limits of detection (LLD) on the order of 0.01 wt%; exact values are specified per oxide species in a separate column, together with the data. Additional trace elements and rare earth elements (REEs) in the same sample solution were analyzed by ICP-MS with a lower detection limit between 0.01 and 1 ppm ( $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ ).

Loss on ignition (LOI) was measured gravimetrically on a separate  $1.0\pm 0.001$  g sample aliquot upon ignition at 1000 °C for 2h. Analytical accuracy is within  $\pm 3\%$ -relative. Results from the bulk whole-rock geochemistry are given in Table 2.

## **RESULTS**

### **Petrography**

Petrographic observations reveal that the volcanic rocks in the Gözdağ Formation are three different rock types. These include fine-grained tuffs ( $T_1$ ), coarse-grained tuffs ( $T_2$ ) and lavas (L), contained at different stratigraphic levels in the Late Ordovician strata of the Gözdağ Formation (Table 1; Figure 6, 7).

The fine-grained tuffs ( $T_1$ ) have pyroclastic textures. The phenocrysts are biotite, plagioclase, fragmentary quartz and broken alkali feldspar. The mineral fragments and vitroclastic clasts consist mainly of highly altered feldspar grains. Apatite, zircon and monazite are conspicuous accessory minerals. Biotites are quite small prismatic crystals. Plagioclases form subhedral to anhedral crystal forms and are albite ( $\text{An}_{8-6}$ ). Quartzes have anhedral forms (Figure 7a & b).

The coarse-grained tuffs ( $T_2$ ) have pyroclastic textures. The primary rock-forming minerals are amphibole, plagioclase, alkali feldspar and quartz. The mineral fragments mainly contain highly altered feldspar micro-grains. Accessory minerals are also biotite, apatite and zircon. The amphibole crystals have euhedral to subhedral forms. Plagioclases are mostly gnawed and are oligoclase ( $\text{An}_{22-18}$ ). Alkali feldspars are anhedral crystals. Quartzes are anhedral and fragmental crystal forms (Figure 7c & d).

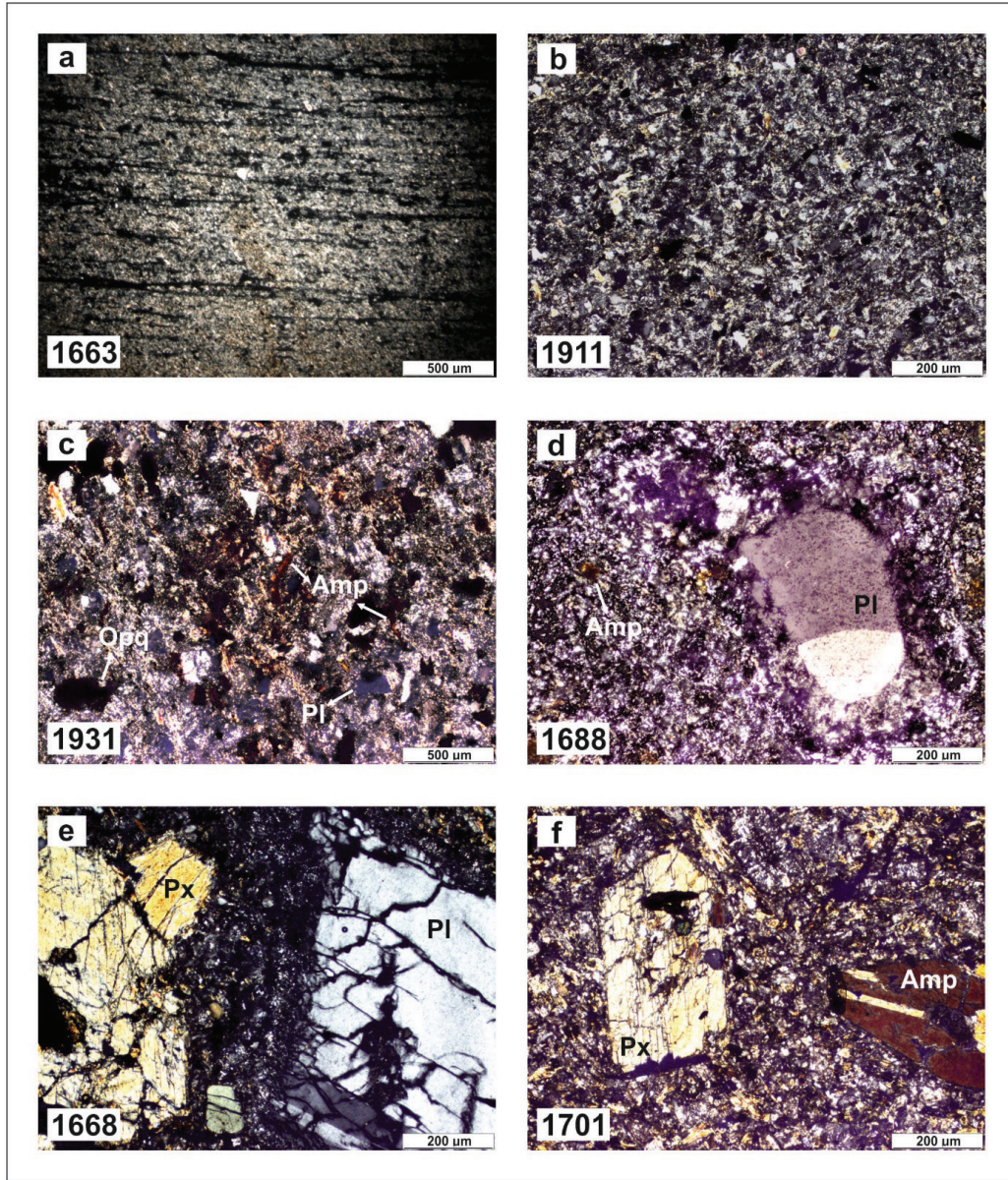
**Table 2.** The results of whole-rock major (wt.%), trace (ppm), and rare earth elements (REE) (ppm) geochemical analysis of volcanic rocks in the Gözdağ Formation.

**Çizelge 2.** Gözdağ Formasyonu'ndaki volkanik kayaların majör (ağırlıkça %), iz (ppm) ve nadir toprak elementleri (REE) (ppm) tüm-kaya jeokimyasal analizlerinin sonuçları.

| Sample                    | Fine-grained Tuffs (T <sub>1</sub> )                        |                         |                         |                         | Coarse-grained Tuffs (T <sub>2</sub> ) |                         |                         |                         | Andesite-Dacite Lavas (L) |                         |                         |                         |       |
|---------------------------|---|-------------------------|-------------------------|-------------------------|--|-------------------------|-------------------------|-------------------------|---------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------|
|                           | 1663  | 1911                    | 1745                    | 1732                    | 1688                                   | 1671                    | 1901                    | 1931                    | 1668                      | 1681                    | 1701                    | 1915                    |       |
| Coordinates               | 35T0680787 /<br>4544724                                     | 35T0683608 /<br>4542926 | 35T0689467 /<br>4530418 | 35T0689506 /<br>4530350 | 35T0680755 /<br>4544826                | 35T0680990 /<br>4544813 | 35T0683451 /<br>4543190 | 35T0689434 /<br>4530434 | 35T0681109 /<br>4545325   | 35T0680934 /<br>4544891 | 35T0683432 /<br>4543266 | 35T0689485 /<br>4530366 |       |
| Main oxide contents [wt%] | SiO <sub>2</sub>  | 63.58                   | 65.57                   | 65.85                   | 68.07                                  | 70.51                   | 69.63                   | 71.34                   | 70.19                     | 67.82                   | 66.54                   | 62.42                   | 61.78 |
|                           | TiO <sub>2</sub>  | 0.21                    | 0.26                    | 0.19                    | 0.24                                   | 0.84                    | 0.76                    | 0.57                    | 0.78                      | 0.69                    | 0.92                    | 1.12                    | 1.37  |
|                           | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                              | 20.14                   | 20.81                   | 19.21                   | 17.68                                  | 13.21                   | 13.98                   | 14.41                   | 12.03                     | 15.17                   | 15.92                   | 15.93                   | 14.98 |
|                           | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>                 | 5.28                    | 4.39                    | 4.68                    | 3.87                                   | 5.63                    | 5.01                    | 5.13                    | 6.18                      | 4.63                    | 5.03                    | 7.28                    | 6.74  |
|                           | MnO   | 0.21                    | 0.15                    | 0.19                    | 0.21                                   | 0.24                    | 0.32                    | 0.27                    | 0.36                      | 0.12                    | 0.17                    | 0.21                    | 0.19  |
|                           | MgO   | 4.57                    | 4.13                    | 4.29                    | 3.98                                   | 2.17                    | 1.28                    | 0.26                    | 1.04                      | 1.64                    | 1.42                    | 2.64                    | 3.01  |
|                           | CaO   | 1.63                    | 1.02                    | 1.39                    | 1.27                                   | 1.63                    | 3.33                    | 2.65                    | 2.17                      | 3.07                    | 3.66                    | 4.62                    | 4.95  |
|                           | Na <sub>2</sub> O   | 0.34                    | 0.58                    | 0.33                    | 0.27                                   | 3.52                    | 4.17                    | 3.98                    | 4.67                      | 5.72                    | 4.96                    | 3.94                    | 4.78  |
|                           | K <sub>2</sub> O  | 2.27                    | 2.41                    | 2.61                    | 2.63                                   | 1.97                    | 1.33                    | 1.01                    | 1.45                      | 0.97                    | 1.02                    | 1.08                    | 1.17  |
|                           | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                               | 0.14                    | 0.11                    | 0.16                    | 0.28                                   | 0.18                    | 0.21                    | 0.28                    | 0.34                      | 0.21                    | 0.31                    | 0.29                    | 0.25  |
|                           | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                              | 0.02                    | 0.01                    | 0.01                    | 0.01                                   | 0.02                    | 0.01                    | 0.01                    | 0.01                      | 0.01                    | 0.01                    | 0.01                    | 0.01  |
|                           | LOI   | 8.8                     | 8.2                     | 9.6                     | 10.6                                   | 7.1                     | 8.6                     | 7.6                     | 10.9                      | 8.1                     | 8.8                     | 9.4                     | 10.3  |
|                           | Sum   | 98.39                   | 99.44                   | 98.91                   | 98.51                                  | 99.92                   | 100.03                  | 99.91                   | 99.22                     | 100.05                  | 99.96                   | 99.54                   | 99.23 |
|                           | Trace element and REE contents [ppm as µg·g <sup>-1</sup> ] | Sc                      | 21                      | 32                      | 28                                     | 35                      | 15                      | 10                      | 12                        | 8                       | 16                      | 21                      | 29    |
| V                         |   | 13                      | 9                       | 14                      | 8                                      | 21                      | 18                      | 25                      | 19                        | 55                      | 49                      | 91                      | 114   |
| Cr                        |   | 0.014                   | 0.007                   | 0.007                   | 0.007                                  | 0.014                   | 0.007                   | 0.007                   | 0.007                     | 0.007                   | 0.007                   | 0.007                   | 0.007 |
| Co                        |   | 21.6                    | 25.4                    | 26.7                    | 27.2                                   | 3.4                     | 1.2                     | 1.5                     | 4.2                       | 15.7                    | 11.9                    | 25.8                    | 21.2  |
| Ni                        |   | 15                      | 21                      | 20                      | 25                                     | 14                      | 11                      | 15                      | 16                        | 24                      | 21                      | 11                      | 9     |
| Zn                        |   | 55                      | 58                      | 61                      | 73                                     | 71                      | 55                      | 68                      | 70                        | 57                      | 50                      | 58                      | 55    |
| Ga                        |   | 15.7                    | 16.2                    | 16.4                    | 17.9                                   | 18.2                    | 13.4                    | 19.3                    | 17.7                      | 18.3                    | 15.7                    | 14.2                    | 11.3  |
| Rb                        |   | 142.5                   | 171.2                   | 168.7                   | 182.8                                  | 36.4                    | 31.7                    | 34.2                    | 35.5                      | 15.4                    | 14.6                    | 15.6                    | 12.7  |
| Sr                        |   | 98                      | 137                     | 135                     | 149                                    | 190                     | 152                     | 199                     | 185                       | 285                     | 267                     | 301                     | 277   |
| Y                         |   | 38                      | 35                      | 35                      | 51                                     | 44                      | 41                      | 47                      | 43                        | 33                      | 31                      | 36                      | 33    |
| Zr                        |   | 201                     | 227                     | 217                     | 255                                    | 150                     | 144                     | 155                     | 149                       | 265                     | 263                     | 202                     | 183   |
| Nb                        |   | 9.1                     | 10.2                    | 11.6                    | 12.1                                   | 7.6                     | 6.9                     | 7.9                     | 7.3                       | 5.1                     | 4.9                     | 4.8                     | 4.2   |
| Th                        |   | 11.8                    | 12.7                    | 12.3                    | 13.4                                   | 6.7                     | 4.2                     | 6.9                     | 6.2                       | 4.7                     | 3.9                     | 3.4                     | 3.2   |
| Cs                        |   | 0.4                     | 0.6                     | 0.6                     | 0.9                                    | 0.8                     | 0.3                     | 0.9                     | 0.7                       | 0.2                     | 0.1                     | 0.3                     | 0.3   |
| Ba                        |   | 125                     | 134                     | 139                     | 158                                    | 121                     | 112                     | 135                     | 126                       | 155                     | 147                     | 138                     | 131   |
| Pb                        |   | 6.1                     | 6.6                     | 7.3                     | 8.1                                    | 6.9                     | 5.1                     | 7.6                     | 6.2                       | 8.3                     | 7.6                     | 4.8                     | 3.1   |
| Ta                        |   | 0.3                     | 0.4                     | 0.4                     | 0.5                                    | 0.9                     | 0.6                     | 1.1                     | 0.8                       | 0.5                     | 0.4                     | 0.3                     | 0.4   |
| Hf                        |   | 5.1                     | 5.4                     | 5.6                     | 6.3                                    | 6.1                     | 5.1                     | 6.3                     | 5.7                       | 4.8                     | 4.3                     | 4.3                     | 3.9   |
| U                         |   | 1.1                     | 1.8                     | 2.1                     | 2.4                                    | 1.8                     | 1.1                     | 2.1                     | 1.5                       | 1.8                     | 1.6                     | 1.5                     | 0.9   |
| La                        |   | 8.5                     | 9.2                     | 9.8                     | 11.7                                   | 27.2                    | 22.1                    | 28.6                    | 24.3                      | 14.2                    | 13.1                    | 12.4                    | 9.3   |
| Ce                        |   | 27.2                    | 35.7                    | 42.3                    | 49.3                                   | 35.6                    | 34.1                    | 36.4                    | 35.3                      | 33.4                    | 27.3                    | 24.6                    | 21.1  |
| Pr                        |   | 5.1                     | 5.6                     | 5.9                     | 6.1                                    | 6.2                     | 5.9                     | 6.3                     | 6.2                       | 4.2                     | 3.9                     | 3.2                     | 2.7   |
| Nd                        |   | 23.4                    | 25.3                    | 26.7                    | 27.3                                   | 26.7                    | 24.6                    | 27.2                    | 26.1                      | 19.2                    | 15.6                    | 16.7                    | 13.6  |
| Sm                        |   | 3.81                    | 4.47                    | 4.92                    | 7.21                                   | 4.71                    | 3.44                    | 4.93                    | 4.62                      | 4.52                    | 4.26                    | 4.11                    | 3.96  |
| Eu                        |   | 1.23                    | 1.41                    | 1.49                    | 1.52                                   | 1.32                    | 1.21                    | 1.35                    | 1.29                      | 1.61                    | 1.26                    | 1.34                    | 1.26  |
| Gd                        |   | 5.41                    | 5.95                    | 5.73                    | 6.62                                   | 5.51                    | 4.32                    | 5.63                    | 5.19                      | 5.36                    | 4.51                    | 5.56                    | 5.34  |
| Tb                        |   | 1.12                    | 1.17                    | 1.39                    | 1.57                                   | 1.21                    | 1.14                    | 1.35                    | 1.19                      | 1.19                    | 0.98                    | 1.28                    | 1.01  |
| Dy                        |   | 5.31                    | 5.46                    | 4.58                    | 6.53                                   | 5.63                    | 5.09                    | 5.68                    | 5.53                      | 5.38                    | 4.93                    | 6.39                    | 5.34  |
| Ho                        | 1.1   | 1.3                     | 1.5                     | 1.6                     | 1.4                                    | 1.1                     | 1.5                     | 1.4                     | 1.2                       | 1.1                     | 1.1                     | 1.0                     |       |
| Er                        | 3.82  | 4.02                    | 4.11                    | 4.28                    | 4.21                                   | 4.19                    | 4.25                    | 4.22                    | 3.41                      | 3.21                    | 4.26                    | 3.91                    |       |
| Tm                        | 0.42  | 0.48                    | 0.59                    | 0.63                    | 0.45                                   | 0.32                    | 0.51                    | 0.55                    | 0.61                      | 0.51                    | 0.48                    | 0.41                    |       |
| Yb                        | 3.6   | 4.0                     | 4.1                     | 4.6                     | 2.8                                    | 2.6                     | 3.5                     | 2.6                     | 3.5                       | 3.3                     | 3.1                     | 3.1                     |       |
| Lu                        | 0.41  | 0.52                    | 0.59                    | 0.83                    | 0.55                                   | 0.42                    | 0.63                    | 0.51                    | 0.56                      | 0.51                    | 0.49                    | 0.41                    |       |
| Eu/Eu*                    | 0.83  | 0.84                    | 0.86                    | 0.67                    | 0.79                                   | 0.96                    | 0.93                    | 0.81                    | 0.91                      | 0.88                    | 0.87                    | 0.84                    |       |
| CeN/YbN                   | 2.01  | 2.54                    | 2.13                    | 1.96                    | 3.26                                   | 3.01                    | 2.73                    | 2.53                    | 1.42                      | 1.36                    | 1.21                    | 1.16                    |       |
| LaN/YbN                   | 1.58  | 1.57                    | 1.60                    | 1.72                    | 6.67                                   | 5.71                    | 5.56                    | 6.23                    | 2.72                      | 2.68                    | 2.69                    | 2.04                    |       |
| GdN/YbN                   | 1.28  | 1.23                    | 1.12                    | 1.17                    | 1.62                                   | 1.34                    | 1.31                    | 1.59                    | 1.23                      | 1.11                    | 1.44                    | 1.22                    |       |
| Mg#                       | 0.63  | 0.65                    | 0.64                    | 0.67                    | 0.43                                   | 0.69                    | 0.78                    | 0.25                    | 0.41                      | 0.36                    | 0.78                    | 0.47                    |       |

LOI (loss on ignition) was determined gravimetrically on separate aliquots

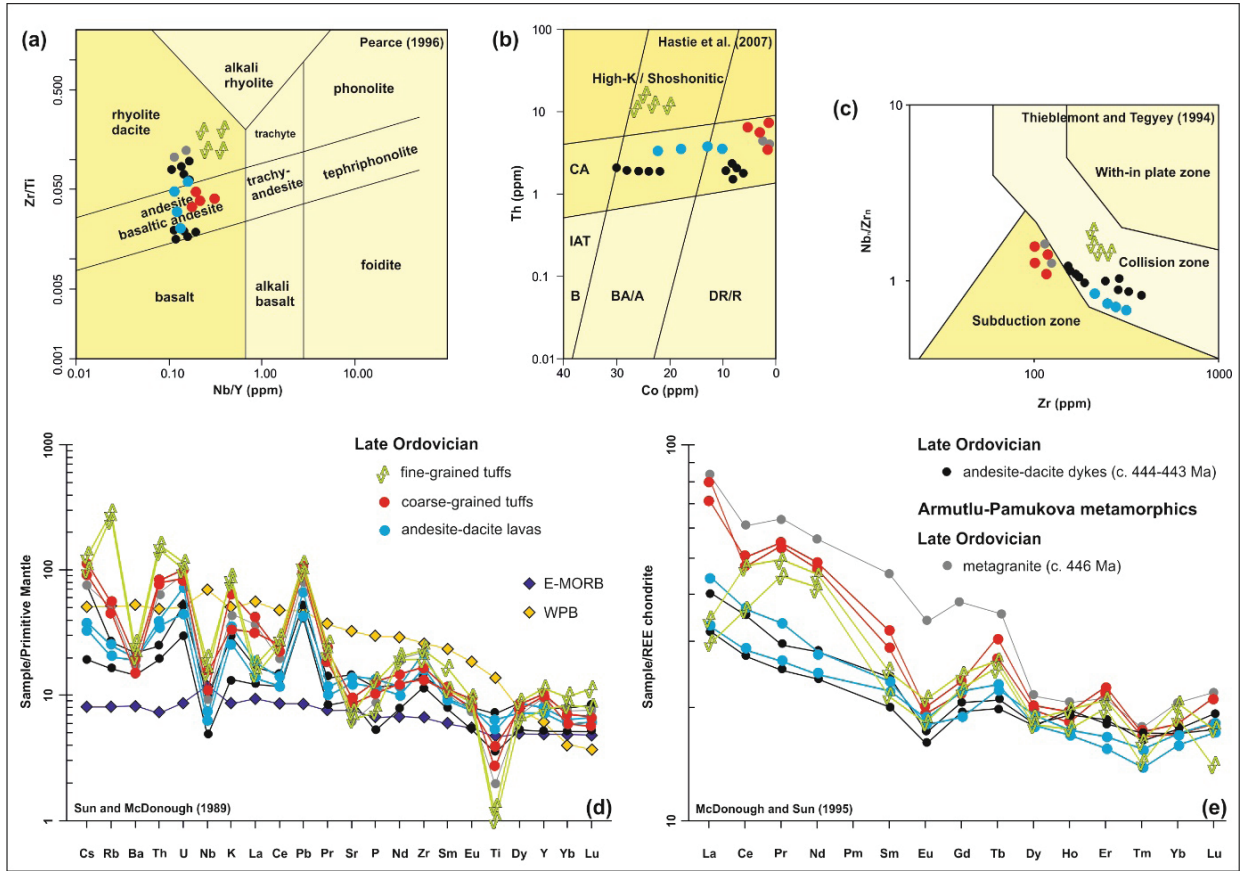
Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup> = total-Fe. assumed as Fe<sup>3+</sup>



**Figure 7.** Thin section micrographs of volcanic rocks in the Gözdağ Formation. (a) The fine-grained tuff with marked positions of vitroclastic clasts. (b) The fine-grained tuff contains many tiny fragments of volcanic glass exhibiting shard-shapes. (c) The coarse-grained tuff contains abundant plagioclase (gnawed), quartz, amphiboles and opaque minerals in groundmass forming from vitroclasts. (d) Plagioclase (gnawed) and amphibole phenocrysts are observed in the coarse-grained tuff. (e-f) Pyroxene, amphibole and plagioclase phenocrysts in the dacite lavas. Amp-amphibole, Opq-opaque minerals, Pl-plagioclase, Px-pyroxene.

**Şekil 7.** Gözdağ Formasyonundaki volkanik kayaçların ince kesit mikrofotografaları. (a) Vitroklastik kırıntuların belirgin konumlarına sahip ince-taneli tüf. (b) İnce-taneli tüf kırık şekiller sergileyen çok sayıda küçük volkanik cam kırıntıları içerir. (c) Kaba-taneli tüf, vitroklastlardan oluşan hamur içinde bol miktarda plajiyoklaz (kemirilmiş), kuvars, amfiboller ve opak mineraller içerir. (d) Kaba-taneli tüflerde plajiyoklaz (kemirilmiş) ve amfibol fenokristalleri gözlenir. (e-f) Dasit lavlarında piroksen, amfibol ve plajiyoklaz fenokristalleri. Amp-amfibol, Opq-opak mineraller, Pl-plajiyoklaz, Px-piroksen.





**Figure 8.** Classification diagrams of the volcanic rocks in the Gözdağ Formation. **(a)** Nb/Y–Zr/Ti diagram after Pearce (1996); **(b)** Co–T diagram after Hastie et al. (2007); **(c)** Zr - Nbn/Zrn diagram after Thieblemont and Tegye (1994); **(d)** Primitive mantle-normalized multi-element diagrams after Sun and McDonough (1989); **(e)** chondrite-normalized REE diagrams after McDonough and Sun (1995). The compositions of the representative samples of E-MORB and WPB are Sun and McDonough (1989). The geochemical data of the Late Ordovician intrusive rocks were taken from Şen (2023a). E-MORB, enriched mid-ocean ridge basalt; WPE, within-plate basalt. B: Basalt; BA/A: basaltic andesite and andesite; D/R: dacite and rhyolite; IAT: island-arc tholeiite; CA: calc-alkaline; H-K: high-K series.

**Şekil 8.** Gözdağ Formasyonu içindeki volkanik kayaların sınıflandırma diyagramları. **(a)** Pearce (1996)'den sonra Nb/Y–Zr/Ti diyagramı; **(b)** Hastie vd., (2007)'den Co–T diyagramı; **(c)** Thieblemont ve Tegye (1994)'den sonra Zr - Nbn/Zrn diyagramı; **(d)** Sun ve McDonough (1989)'den sonra primitif manto-normalize çoklu-element diyagramı; **(e)** McDonough and Sun (1995)'den sonra kondrit-normalize REE diyagramı. E-MORB ve WPB'nin temsili örneklerinin bileşimleri Sun ve McDonough (1989)'dan alınmıştır. Geç Ordovisiyen sokulum kayalarının jeokimyasal verileri Şen (2023a)'dan alınmıştır. E-MORB, zenginleştirilmiş okyanus ortası sırt bazalt; WPE, plaka içi bazalt. B: Bazalt; BA/A: bazaltik andezit ve andezit; D/R: dasit ve riylit; IAT: ada yayı toleyiti; CA: kalk-alkalin; H-K: yüksek-K serisi.

The lavas (L) have porphyritic, vitrophyric and aphanitic textures. Pyroxene, amphibole, plagioclase, alkali feldspar and quartz are the main phenocrysts. Accessory minerals are apatite and zircon. Pyroxenes and amphiboles have euhedral to subhedral crystal forms. Plagioclases have polysynthetic twinning. They are andesine ( $An_{44-36}$ ) in Çekmeköy and Dudullu, and oligoclase ( $An_{24-16}$ ), in Gözdağ, respectively. Alkali feldspars have perthitic texture defining an intergrowth of two feldspars. Quartzes have anhedral forms (Figure 7e & f).

The fine- and coarse-grained tuffs ( $T_1$ - $T_2$ ) and the lavas (L) are affected entirely by severe hydrothermal alteration, including saussuritization, chloritization, kaolinization and sericitization (Table 1).

## Geochemistry

The geochemical database contains analyses of a total of 12 representative samples collected from various stratigraphic levels of the Gözdağ Formation (see Figs. 4-5 for sample locations). The majority of analyzed samples are tuffs (8 samples), and the others are represented by lavas (4 samples). I present the geochemical data in Table 2, dividing it into three volcanic series, together with the locations of each sample in terms of the UTM coordination system. I plotted the data in the diagrams in this chapter based on the petrographic division.

All samples have high LOI values, ranging from 7.1 to 10.9, due to high hydrothermal alteration (Table 2). Therefore, diagrams with trace elements were used to determine the classification and tectonic discrimination of volcanic rocks in the Gözdağ Formation.

The analyzed samples fall into the calc-alkaline field in the Nb/Y - Zr/Ti diagram of Pearce (1996) and the fine-grained tuffs fall into the High-K calc-alkaline field in the Th/Co diagram of

Hastie et al. (2007). In addition, the lava samples plotted display a narrow compositional range from dacite to andesite, falling predominantly in the calc-alkaline field (Figure 8b). The fine-grained tuffs and lavas plot into a collision setting and the coarse-grained tuffs fall into a volcanic arc setting in the Zr - Nbn/Zrn diagram of Thieblemont and Tegye (1994) (Figure 8c).

On the primitive mantle-normalized element concentration diagram of Sun and McDonough (1989), the fine-grained tuffs ( $T_1$ ) show negative anomalies in Ba, Nb, La, Sr and Ti and positive anomalies in Rb, Th, K, Pb and Zr. The coarse-grained tuffs ( $T_2$ ) display negative anomalies in Ba, Nb, Ce, Sr and Ti and positive anomalies in U, K, Pb, Zr and Y. The lavas (L) show negative anomalies in Ba, Nb, Ce, Pr, Nd and Ti and positive anomalies in U, K, Pb, Sr, Zr and Y. They contain subduction components (Figure 8d).

The volcanic rocks in the Gözdağ Formation have dissimilar REE patterns in the chondrite-normalized REE diagrams of McDonough and Sun (1995) (Figure 8e). The coarse-grained tuffs ( $T_2$ ) and lavas (L) show a prominent enrichment in LREEs (those from La to Nd), MREEs (from Sm to Ho), and HREEs (from Er to Lu); on the other hand, the fine-grained tuffs ( $T_1$ ) display a prominent depletion in LREEs. The fine-grained tuffs ( $T_1$ ) show negative anomalies in Eu, Dy and Tm and positive anomalies in Pr, Tb, Er and Yb. The coarse-grained tuffs ( $T_2$ ) demonstrate negative anomalies in Ce, Eu, Dy and Tm and positive anomalies in Pr, Tb and Er. The lavas (L) exhibit negative anomalies in Eu and Tm and positive anomalies in Tb. Negative Eu anomalies ( $Eu/Eu^* = 0.67-0.96$ ) in the  $T_1$ ,  $T_2$ , and L are related to negative Ba and Nb anomalies, representing crystallization of plagioclase and apatite. Chondrite (C1)-normalized REE patterns of the  $T_2$  display weak fractionation ( $Ce_N/Yb_N = 2.53-3.26$ ); however, the  $T_1$  and L do not show Ce anomalies ( $Ce_N/Yb_N = 1.96-2.54$  for  $T_1$  and 1.16-1.42 for L) (Table 2) (Figure 8e).  $La_N/Yb_N$

and  $Gd_N/Yb_N$  ratios of the  $T_1$  and L range from 1.57 to 2.72 and from 1.17 to 1.49; however, the same values of the  $T_1$  range from 5.56 to 6.67 and from 1.31 to 1.62. Mg# values range from 0.25 to 0.78 (Table 2). Their formation is also related to fractionation by differential setting.

## DISCUSSION

### Petrography of volcanic rocks in the Gözdağ Formation

The volcanic rocks in the various stratigraphic levels of the Gözdağ Formation are divided into three petrographically different groups (Table 1) (Figure 7). They include biotite-bearing fine-grained tuffs in mainly matrix-forming vitroclastic clasts ( $T_1$ ), amphibole-bearing coarse-grained tuffs in generally matrix-composing mineral fragments ( $T_2$ ), and pyroxene-bearing lavas in groundmass-forming microclines (L). There are distinct mineral paragenesis differences in the pyroclastic rocks, including biotite- and amphibole-bearing tuffs. This shows that the tuffs are different from each other. Plagioclases in the pyroxene-bearing lavas are andesine ( $An_{44-36}$ ) and oligoclase ( $An_{24-16}$ ). Hence, the lavas are composed of andesite and dacite. This causes the lavas to be divided into two subgroups among themselves. Therefore, the volcanic rocks in the different stratigraphic strata differ petrographically from each other (Figure 7).

### Age of volcanic rocks in the Gözdağ Formation

The sedimentation age of the Gözdağ Formation is Middle Ordovician-Late Silurian (Sayar and Cocks, 2013). The lower age of the unit comes from the chamosite strata, which is the first fossiliferous layer of the İT and the age of chamosite strata is Darriwilian-Sandbian (Ariç, 1955; Sayar, 1964, 1970, 1984). Its upper age comes from greywacke, which are part of the 'Halysites Graywackes' as firstly defined by Paeckelmann (1938), and the age of the greywackes is Aeronian-Telychian (Sayar, 1964, 1975). The fine-grained tuffs are ~120

meters above the chamosite level of Darriwilian-Sandbian age, and they are ~70 meters below the laminated limestones of Katian age (Sayar and Cocks, 2013) (Figure 6a). According to stratigraphic levels, the age of the fine-grained tuffs ( $T_1$ ) is Sandbian. The coarse-grained tuffs are intercalated with Upper Katian laminated limestones (Sayar, 1984) Figure 6c). Thus, the age of the coarse-grained tuffs ( $T_2$ ) is Katian, too. The lavas are ~45 meters above the coarse-grained tuffs (Figure 6a). The lavas are conformably covered by fine-grained sandstone alternating with laminated limestone (Figure 5). The laminated limestone is represented by the Ordovician-Silurian transition in the İT (Dr. M. Cemal Göncüoğlu, 2016; personal communication). Thus, the age of the lavas (L) is Hirnantian.

All in all, the fine- and coarse-grained tuffs ( $T_1$  and  $T_2$ ) and lavas (L) in the Late Ordovician strata of the Gözdağ Formation in the İT are Sandbian, Katian and Hirnantian, respectively.

### Tectonic settings of the Late Ordovician volcanic rocks in the Gözdağ Formation

The fine-grained tuffs ( $T_1$ ) have high potassium calc-alkaline, and the coarse-grained tuffs and lavas ( $T_2$  and L) have a calc-alkaline character according to the diagrams of Pearce (1996) and Hastie et al. (2007) (Figure 8a, b). They are devoid of clear within plate components, as deduced by the presence of noticeable negative Nb anomalies, and they have subduction components based on the diagram of Sun and McDonough (1989) (Figure 8d-e). The fine-grained tuffs ( $T_1$ ) and lavas (L) are associated with a syncollisional setting, whereas the coarse-grained tuffs ( $T_2$ ) are related to a volcanic arc setting according to the diagram of Thieblemont and Tegye (1994) (Figure 8c).

The volcanic rocks exhibit opposed patterns in the chondrite-normalized REE diagram of McDonough and Sun (1995) (Figure 8e). The fine-grained tuffs ( $T_1$ ) show a considerable depletion



in LREEs; however, the enrichment is obvious in others. Another difference is that there is a weak LREE enrichment in the coarse-grained tuffs ( $T_2$ ) ( $Ce_N/Yb_N = 2.53-3.26$ ) while no such anomaly is detected in the lavas (L). This indicates that they may have formed in different geodynamic settings within the Gözdağ Formation during the Late Ordovician.

### **Geodynamic implications of the Late Ordovician volcanic rocks in the Gözdağ Formation and global events during the Ordovician**

The fine- and coarse-grained tuffs ( $T_1$  and  $T_2$ ) and lavas (L) with Late Ordovician ages represent the first record of syncollisional-related Sandbian, arc-related Katian and syncollisional-related Hirnantian volcanism in the İZTU belonging to Far East Avalonia. These volcanic rocks in the Gözdağ Formation of the İT are not associated with a possible rifting event because volcanic rocks formed during a rifting setting show enrichment in Nb relative to Ce. Besides, the rift-bound volcanic rocks display negative anomalies in the Th, K and positive anomalies Ba, Nb (Sun and McDonough, 1989) (Figure 8d). On the opposite, Late Ordovician volcanics in the Gözdağ Formation rocks exhibit depletion in Nb relative to Ce and commonly show negative anomalies in Nb and Ti and positive anomalies in K, Pb and Zr (Figure 8d). For this reason, they are considered as being derived from geodynamic settings whose geodynamic origin is volcanic arcs during the Late Ordovician.

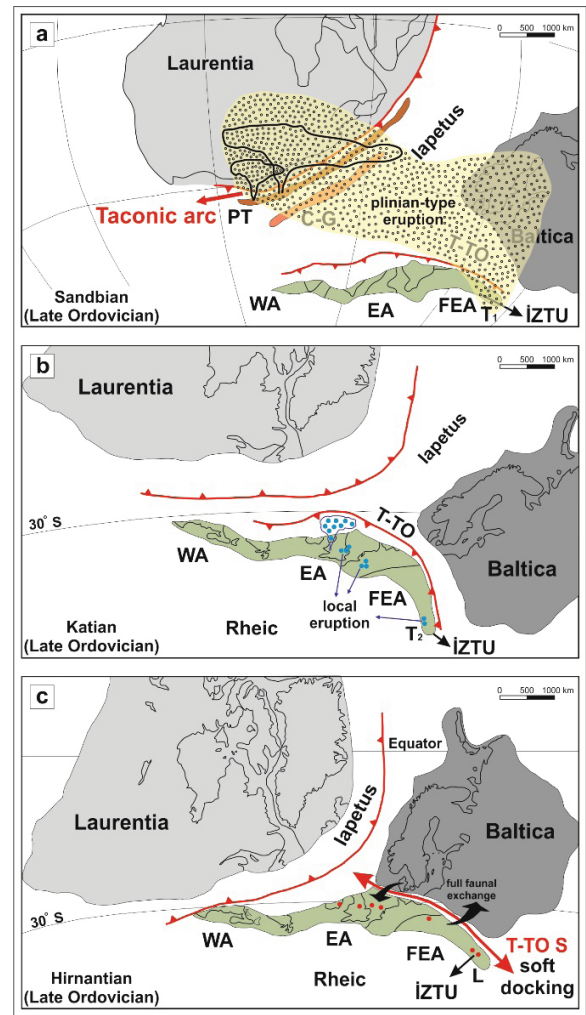
Considering the geodynamic meaning of the Sandbian fine-grained tuffs ( $T_1$ ), it is understood that it is a rock group that contradicts the geological history of Avalonia, in as far as there were two different collisional events in its geological evolution. These include (a) soft-docking between Avalonia and Baltica during the latest Late Ordovician (c. 445-443 Ma; Cocks and Fortey, 2009; Linnemann et al., 2012) and (b) the collision of Avalonia + Baltica and Laurentia

during the Late Silurian-Early Devonian (c. 425-410 Ma; Cocks and Fortey, 2009). In addition, Carolina-Ganderia collided with Laurentia during the latest Late Ordovician (Hibbard et al., 2007). Thus, it is clear that there were no collisional events in Avalonia and Carolina-Ganderia during the Sandbian. Looking at the geological history of Cadomia derived from NW Africa Craton, it is known that Cadomia separated from West Gondwana-land during the Early to Middle Ordovician and changed to a passive continental margin during the Middle-Late Ordovician (Linnemann et al., 2007 after Landing et al. 2019).

The Sandbian fine-grained tuffs (or K-bentonites) are observed in Laurentia, Baltica and Carolina-Ganderia (Scotese and McKerrow, 1991) (Figure 1). They are defined as Millbrig and Deicke bentonites in Laurentia (c. 456-453 Ma; Bergström et al., 1995; Adams et al., 1960; Kunk et al., 1985; Samson et al., 1989; Tucker et al., 1990; Tucker, 1992; Tucker and McKerrow, 1995; Dennis et al., 2012; Zagorevski et al., 2008) and they are also known as Kinnekulle bentonites in Baltica (c. 456-453 Ma; Compston and Williams, 1992; Tucker, 1992; Tucker and McKerrow, 1995; Kolata et al., 1996; Bauert et al., 2014). The Millbrig-Deicke-Kinnekulle bentonites were deposited in a shallow marine depocenter in Laurentia, Carolina-Ganderia and Baltica as a result of multiple Plinian-type eruptions during the last phase of the Taconic orogeny formed during the earliest Late Ordovician between the Piedmont Terrane and Laurentia (c. 458-450 Ma; Huff et al., 1992; Haynes et al., 1995; Huff, 2008; Bauert et al., 2014) (Figure 9a). These multiple Plinian-type eruptions are the cause of global warming in the Katian time in Gondwana-land and Cadomia prior to the Hirnantian glaciation (Boda event; Fortey and Cocks, 2005). These Plinian-type eruptions in the last phase of the Taconic orogeny are the cause of the onset of the Hirnantian glacial period in Gondwana and Cadomia after global warming and the Late Ordovician mass extinction that occurred during the Hirnantian time (Huff et al., 1992;

Fortey and Cocks, 2005; Bauert et al., 2014). All in all, the fine-grained tuffs (T<sub>1</sub>) are part of the Millbrig-Deicke-Kinneulle bentonites extending to the southeast in the Iapetus and Rheic Ocean paleogeography (Figure 9a). The presence of these bentonites, which are accepted as the cause of the Hirnantian glacial period, is important in the İZTU as they are the first bentonites detected in Avalonia.

When the İZTU is divided into two sectors along the north and south axis, the north part represents the Rheic Ocean (back-arc section) and the south side stands for the Iapetus and Teisseyre-Tornquist Ocean (magmatic arc section) during the Ediacaran-Ordovician (Şen, 2021a, Şen, 2023a). The continental margin successions of the Rheic Ocean were deposited on the north side and arc magmatism occurred on the south side from the Middle Ediacaran to the Late Cambrian (c. 590-500 Ma; Şen, 2021a). In the southern part of the İZTU, the Teisseyre-Tornquist Ocean, the east branch of Iapetus, continued to subduct under the Far East Avalonian terranes during the Early to Late Ordovician (c. 490-445 Ma; Şen, 2023a). The Middle-Late Ordovician arc magmatism in the Armutlu peninsula of the İT (c. 464-446 Ma; Okay et al., 2008 after Şen, 2023a) and the Early Ordovician arc magmatism in the Sünnice mountain of the ZT (c. 484 Ma; Şen, 2023a) represent Ordovician arc-related magmatism that took place during the consumption of the Teisseyre-Tornquist Ocean. Besides, the chondrite-normalized REE pattern of the Katian coarse-grained tuffs (T<sub>2</sub>) is represented by LREE enrichment ( $Ce_N/Yb_N = 2.53-3.26$ ) (Table 2). The pattern of the Late Ordovician magmatic body in the Armutlu peninsula (c. 446 Ma; Okay et al., 2008 after Şen, 2023a) is compatible with those of the Katian coarse-grained tuffs (Figure 8e). Therefore, it shows that their origin is arc magmatism in the Armutlu peninsula (Figure 9b).



**Figure 9.** Late Ordovician paleogeography showing the location of the İZTU (modified from Scotese and McKerrow, 1991; Torsvik and Rehnström, 2003; Cocks and Torsvik, 2005). C-G: Carolina-Ganderia, EA: East Avalonia, FEA: Far East Avalonia, İZTU: İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit, L: Lavas. PT: Piedmont Terrane, T-TO: Teisseyre-Tornquist Ocean, T-TO S: Teisseyre-Tornquist Ocean Suture, T<sub>1</sub>: fine-grained tuffs, T<sub>2</sub>: coarse-grained tuffs, WA: West Avalonia.

**Şekil 9.** İZTU'nun yerini gösteren geç Ordovisiyen paleoğrafyası (Scotese ve McKerrow, 1991; Torsvik ve Rehnström, 2003; Cocks ve Torsvik, 2005'ten değiştirilmiştir). C-G: Carolina-Ganderia, EA: Doğu Avalonya, FEA: Uzak Doğu Avalonya, İZTU: İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği, L: Lavlar, PT: Piedmont Birliği, T-TO: Teisseyre-Tornquist Okyanusu, T-TO S: Teisseyre-Tornquist Okyanus Süturu, T<sub>1</sub>: ince-taneli tüfler, T<sub>2</sub>: kaba-taneli tüfler, WA: Batı Avalonya.

The Hirnantian andesite-dacite lavas (L) show negative anomalies in Eu and Tm and positive anomalies in Tb, according to the diagram of McDonough and Sun (1995). Their pattern is compatible with those of the Hirnantian syncollisional andesite-dacite dykes intruding in the northern and southern sections of the İZTU (c. 444-443 Ma; Şen, 2023a) (Figure 8e). There is petrographic data to support it. The Hirnantian andesite-dacite lavas in the Gözdağ Formation of the İT and the Hirnantian andesite-dacite dykes intruding the pre-Upper Ordovician rocks in the İZTU (c. 444-443 Ma; Şen, 2023a) have pyroxene-bearing volcanic rocks. Thus, the Hirnantian andesite-dacite dykes intruding on the İZTU (Şen, 2023a) were feeder dykes of the lavas (L) in the Gözdağ Formation. The latest Late Ordovician collisional event in the İZTU stands for the soft-docking between Avalonia and Baltica, just as reported by Cocks and Fortey (2009). Some data sets support it. There are no unconformities in the Ordovician-Silurian transition in the İZTU, which is the presence of Baltican faunas in the post-Ordovician beds (Sayar and Cocks, 2013), just as in the other parts of Avalonia, as stated by Cocks and Fortey (2009). The Late Ordovician syncollisional intrusive rocks intrude into the arc-part and back-arc-part, just as in the other parts of Avalonia as stated by Linnemann et al (2012). In other words, the Hirnantian lavas (L) together with the Hirnantian dykes represent the soft-docking of Avalonia and Baltica, known as the pre-Caledonian orogeny, after the Teisseyre-Tornquist Ocean was consumed during the Early to Late Ordovician (Figure 1, 9b-c).

Spahić et al. (2023) reported that the Late Ordovician arc magmatism and volcanism in the Carpathian-Balkan sector of the Serbo-Macedonian Massif are related to the geodynamic events in the north Gondwana, known as the Cenerian (Sardic) event. However, the Getic Zone of the Serbo-Macedonian Massif was an intra-oceanic basin of the Ediacaran age, known as the Kraishte Terrane, and the Serbo-Macedonian Massif and Rhodope

Massif were parts of an accretionary prism of the Ediacaran age, called the Ograzhdenian Complex (Zagorchev et al., 2015; Tunç et al., 2012; Yiğitbaş and Tunç, 2020; Şen, 2021a). The Ograzhdenian Complex attached to Far East Avalonia during the Ediacaran and the Kraishte Terrane collided with Far East Avalonia during the latest Late Ediacaran to the earliest Early Cambrian (Şen 2021a). Thus, the Cambrian-Ordovician arc-related magmatism and volcanism in the Carpathian-Balkan sector of the Serbo-Macedonian Massif are related to the consumption of the Teisseyre-Tornquist Ocean in Far East Avalonia (Şen, 2023a).

## CONCLUSIONS

The volcanic rocks at various stratigraphic levels of the Gözdağ Formation are fine- and coarse-grained tuffs and lavas. According to the stratigraphic positions of the Late Ordovician volcanic rocks, the fine- and coarse-grained tuffs (T<sub>1</sub> and T<sub>2</sub>) are Sandbian and Katian ages, and the lavas (L) are Hirnantian ages. Geochemically, the fine grained tuffs (T<sub>1</sub>) have High-K calc-alkaline affinity and the coarse-grained tuffs and lavas (T<sub>2</sub> and L) have a calc-alkaline character. They are devoid of obvious within-plate components, as deduced by the presence of noticeable negative Nb anomalies, and they have subduction signatures.

In conjunction with data from the literature, the Sandbian fine-grained tuffs (T<sub>1</sub>) were deposited in a lagoonal depocenter in the İZTU as a result of multiple Plinian-type eruptions during the last phase of the Taconic orogeny, which formed between Piedmont Terrane and Laurentia during the earliest Late Ordovician. The Katian coarse-grained tuffs (T<sub>2</sub>) were the products of volcanic activities that occurred in the arc settings during the last stage of the depletion of the Teisseyre-Tornquist Ocean lying between Avalonia and Baltica. The Hirnantian lavas (L) were formed by flowing in a lagoonal depocenter of the İZTU during the soft docking of Avalonia and Baltica, known as the pre-Caledonian orogeny.



## GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

*İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği, Avalonya-Karolina'nın en doğudaki parçası olarak kabul edilir ve Uzak Doğu Avalonya'yı temsil eder. Stratigrafisi Üst Ediyakaran'dan Üst Karbonifer'e kadar kesikli sedimantasyon ile karakterize edilir (Şen, 2021a, b; Şen, 2023a). Bu kıtasal bloğun İstanbul Birliği olarak bilinen batı kesiminde Gözdağ Formasyonu, Orta Ordovisiyen-Alt Silüriyen yaşlı şeyl-kumtaşı kireçtaşından oluşan lagünel tortul kayaçlarla temsil edilir (Özgül, 2012).*

*Ordovisiyen zamanı, antik mavi gezegendeki kaotik süreçleri temsil eder. Çünkü Ordovisiyen döneminde riftleşme süreçleri ile birlikte birçok orojenez meydana gelmiştir. Antik Ordovisiyen dünyasında bu olaylar olurken, Ordovisiyen buzullaşması ve kitlesel yok oluşlar aynı anda gerçekleşmiştir. Ordovisiyen antik dünyasındaki bu olaylara katkı sağlamak amacıyla, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'nin batı kesimini oluşturan İstanbul Birliği'ndeki Gözdağ Formasyonu üzerinde durulmuştur. Birim ağırlıklı olarak bir lagün ortamında çökelmiş şeyl, kumtaşı ve grovak ardalanmasından oluşur (Sayar ve Cocks, 2013). Birimin birbirinden farklı Üst Ordovisiyen tabakalarında üç farklı volkanik kayaç tespit edilip haritalanmıştır. Bu volkanik kayaçlar stratigrafik konumları ve petrografik özelliklerine göre ince- ve kaba-taneli tüfler ( $T_1$  ve  $T_2$ ) ve lavlar (L) olmak üzere üç gruba ayrılır.*

*İnce-taneli tüfler ( $T_1$ ) şamozit tabakalarının yaklaşık 120 metre üstündedir. 50-60 cm kalınlığındaki açık kahverenkli kumtaşı ve 5-20 cm kalınlığındaki koyu kahverenkli silttaşı ardalanmasından oluşurlar. Yaklaşık 3 metrelik kalınlıkta gözlenirler. Kaba-taneli tüfler ( $T_2$ ) ince-taneli tüflerin yaklaşık 70 metre üstündedir. 3-4 cm kalınlığındaki açık kahverenkli kumtaşı ve mavi renkli milimetre ölçekli paralel laminalı 1-2 cm tabakalı ardalanmalı kireçtaşı içerirler. Yaklaşık 5 metrelik kalınlıkta gözlenirler. Lavlar (L) kaba-taneli tüflerin yaklaşık 45 metre üstünde ve ince bant şeklinde yayılımı olan limanlı kireçtaşlarının*

*yaklaşık 2 metre altındadır. Yeşilimsi kahverengi ve kirli beyaz renkli, 7-8 metre kalınlığında tabakalı, yeşil kumtaşı ve 30-40 cm kalınlığında grovak ardalanmasından oluşurlar. Yaklaşık 8 metre kalınlıkta gözlenirler. Petrografik olarak incelendiğinde, ince-taneli tüfler ( $T_1$ ) piroklastik dokuya sahiptir. Biyotit, plajiyoklaz, parçalanmış kuvars ve alkali feldspat fenokristallerinden oluşur; ve mineral parçaları ile vitroklastik kırıntılılar matriksi oluşturur. Kaba-taneli tüfler ( $T_2$ ) piroklastik dokuya sahiptir. Başlıca kayaç oluşturan mineraller amfibol, plajiyoklaz, alkali feldispat ve kuvarstır ve mineral parçaları matriksi oluşturur. Lavlar (L) porfirik, vitrofirik ve afanitik dokuludur. Piroksen, amfibol, plajiyoklaz, alkali feldspat ve kuvars başlıca fenokristallerdir ve hamur mikrolinlerden oluşur. Üst Ordovisiyen yaşlı volkanik kayaçların stratigrafik konumlarına göre, ince- ve kaba-taneli tüfler ( $T_1$  ve  $T_2$ ) Sandbiyen ve Katiyen, lavlar (L) ise Hirnansiyen yaşlıdır. Jeokimyasal olarak, ince-taneli tüfler ( $T_1$ ) yüksek potasyumlu kalk-alkali, kaba-taneli tüfler ve lavlar ( $T_2$  ve L) kalk-alkali karaktere sahiptir. Fark edilebilir negatif Nb anomalilerinin varlığından anlaşıldığı gibi, bariz plaka içi bileşenlerden yoksundurlar ve yitim imzalarına sahiptirler. İnce-taneli tüfler ile lavlar ( $T_1$  ve  $T_2$ ) çarpışma ile eş-zamanlı bir tektonik ortamda oluşurken kaba-taneli-tüfler ( $T_2$ ) volkanik yay ortamında oluşmuştur. Gözdağ Formasyonu'nun Üst Ordovisiyen tabakalarında gözlenen bu volkanik kayaçlar kondrite göre normalize edilmiş REE diyagramında zıt desenler sergiler. İnce-taneli tüfler ( $T_1$ ), LREE'lerde önemli bir azalma gösterir; ancak, diğer volkanik kayaçlarda zenginleşme açıktır. Diğer bir fark ise kaba-taneli tüflerde ( $T_2$ ) zayıf bir LREE zenginleşmesi varken ( $Ce_N/Yb_N = 2.53-3.26$ ) lavlarda (L) böyle bir anomali saptanmaz. Bu da bu volkanik kayaçların geç Ordovisiyen sırasında Gözdağ Formasyonu içinde farklı jeodinamik ortamlarda oluşmuş olabileceğini göstermektedir.*

*Literatürden elde edilen verilerle bağlantılı olarak, Sandbiyen ince-taneli tüfler ( $T_1$ ) en erken geç Ordovisiyen'de Piedmont Terrane ile*

Lavrensiya arasında meydana gelen Takonik orojenezi sırasında bir lagün ortamında çökelmiştir. İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'nde çökelen Sandbiyen yaşlı ince-taneli tüflerin global ölçekte eşleniği Lavrensiya'da Millbrig-Deicke bentonitleri ve Baltika'da ise Kinnekulle bentonitleridir (c. 456-453 My; Bergström vd., 1995; Adams vd., 1960; Kunk vd., 1985; Samson vd., 1989; Tucker vd., 1990; Compston ve Williams, 1992; Tucker, 1992; Tucker ve McKerrow, 1995; Kolata vd., 1996; Dennis vd., 2012; Zagorevski vd., 2008; Bauert vd., 2014). Takonik orojenezinin son evresi sırasında çoklu pliniyen-tipi patlamaların bir sonucu olarak, Hirnansiyen buzullaşması öncesi Gondwana ve Minoya ile birlikte Kadomiya'daki Katiyen zamanında küresel ısınmanın (Cocks ve Torsvik, 2005; Boda olayı) nedenidir. Küresel ısınmanın ardından Gondwana ve Minoya-Kadomiya'da Hirnansiyen buzul çağına başlamasına ve Hirnansiyen zamanında meydana gelen Geç Ordovisiyen kitlesel yok oluşuna neden olmuştur (Huff et al., 1992; Fortey and Cocks, 2005; Bauert et al., 2014). Hirnansiyen buzul çağına nedeni olarak kabul edilen bu kayaçların İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'ndeki varlığı Avalonya'da tespit edilen ilk bentonitler olması nedeniyle önemlidir.

Avalonya ile Baltika arasında uzanan Teisseyre-Tornquist Okyanusu, Ordovisiyen'in başından itibaren Avalonya'nın altına dalarak yitmeye başlamıştır (Şen, 2023a). Katiyen kaba-taneli tüfler ( $T_2$ ), Teisseyre-Tornquist Okyanusu'nun tüketilmesinin son aşaması sırasında volkanik yayla ilgili ortamlarda meydana gelen volkanlardan gelerek İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'nin lagünel ortamında çökelmiştir. Ediyakaran-Ordovisiyen dönemleri boyunca İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği kuzey-güney eksen boyunca ayrılır, kuzey bölümü Rheic Okyanusu'nun kıta-kenarı istiflerini ve güney bölüm ise Iapetus ve Teisseyre-Tornquist Okyanusu ile ilişkili magmatik yay bölümünü temsil eder (Şen, 2021a, 2023a). Bu kıtasal blogün güney tarafında Ordovisiyen yay magmatizması tanımlanır (Şen, 2023a). Katiyen kaba-taneli

tüflerinin ( $T_2$ ) kondrite göre normalize REE paterni, LREE zenginleşmesi ile temsil edilmektedir ( $Ce_N/Yb_N = 2.53-3.26$ ). Güney kuşaktaki Ordovisiyen yaşlı sokulumlarının paterni Katiyen kaba-taneli tüfleriyle ( $T_2$ ) uyumludur. Dolayısıyla, Katiyen kaba-taneli tüflerin ( $T_2$ ) kaynağının İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'nin güney kuşağındaki Ordovisiyen yay magmatizması olduğunu gösterir.

Hirnansiyen lavları (L) Avalonya ve Baltika'nın yumuşak yavaşması sırasında İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'nin bir lagün ortamında akmıştır. Hirnansiyen lavları (L) andezit ve dasit bileşimindedir, ve Eu ve Tm'de negatif, Tb'de pozitif anomaliler gösterir. İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'nin güney ve kuzey kuşağını kesen çarpışma ile eş-yaşlı Hirnansiyen andezit-dasit sokulumları ile uyumludur. Hirnansiyen lavları ile daykları aynı zamanda piroksen içerir (Şen, 2023a). Dolayısıyla, İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'nin Üst Ordovisiyen öncesi tabakalarını kesen Hirnansiyen daykları, Gözdağ Formasyonu'nun Ordovisiyen-Silüryen geçişindeki Hirnansiyen lavlarının besleyici bacaları olduğunu gösterir. Hirnansiyen lavları (L), Hirnansiyen dayklarıyla birlikte Teisseyre-Tornquist Okyanusu'nun geç Ordovisiyen sırasında tüketildikten sonra Kaledoniyen öncesi orojenezi olarak bilinen Avalonya ve Baltika'nın yumuşak yavaşmasını temsil eder.

## ACKNOWLEDGMENTS

The author thanks S. Karaağaç for discussions during the preparation of the manuscript. Discussions with M. Cemal Göncüoğlu during the literature synthesis after the fieldwork are gratefully acknowledged. The author thanks Ö. Bozkaya for giving the information on the location of the lavas in the Gözdağ Formation in Çekmeköy in 2016. In addition, the author thanks Chief Editor E. Yiğitbaş, and D. Spahić and three anonymous referees for their thoughtful reviews and constructive criticism of his manuscript.

## ORCID

Fatih Şen  <https://orcid.org/0000-0002-9227-6324>

## REFERENCES / KAYNAKLAR

- Abdüsselamoğlu, M. S. (1977). The Paleozoic and Mesozoic in the Gebze region. Explanatory text and excursion guide book. *Fourth Colloquium on Geology of the Aegean Region. Excursion 4: Western Anatolia and Thrace (pp. 16)*. İ.T.Ü. Maden Fakültesi. İstanbul.
- Adams, J. A. S., Osmond, J. K., Edwards, G. & Henle, W. (1960). Absolute dating of the Middle Ordovician. *Nature*, 188, 636–638.
- Akbayram, K., Okay, A. I. & Satır, M. (2013). Early Cretaceous closure of the Intra-Pontide Ocean in western Pontides (northwestern Turkey): *Journal of Geodynamics*, 65, 38–55.
- Antić, M., Peytcheva, I., von Quadt, A., Kounov, A., Trivić, B., Serafimovski, T., Tasev, G., Gerdjikov, I. & Wetzel, A. (2016). Pre-Alpine evolution of a segment of the North Gondwanan margin: geochronological and geochemical evidence from the central Serbo-Macedonian Massif. *Gondwana Research*, 36, 523–544.
- Arıç, C. (1955). İstanbul Paleozoik arazisinde bulunan oolitli ve fosilli demir madeni. *İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi*, 11, 67–8 (in Turkish).
- Aydın, M., Serdar, H. S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O. & Özçelik, Y. (1987). Çamdağ (Sakarya)-Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 30(1), 1-14. [https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/4feb0096faa8326\\_ek.pdf](https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/4feb0096faa8326_ek.pdf)
- Aysal, N., Keskin, M., Peytcheva, I. & Duru, O. (2017). Geochronology, geochemistry and isotope systematics of a mafic–intermediate dyke complex in the İstanbul Zone. New constraints on the evolution of the Black Sea in NW Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 464, 131-168. <https://doi.org/10.1144/SP464.4>
- Aysal, N., Şahin, S. Y., Güngör, Y., Peytcheva, I. & Öngen, S. (2018). Middle Permian-early Triassic magmatism in the Western Pontides. NW Turkey: Geodynamic significance for the evolution of the Paleo-Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 164, 83-103.
- Balintoni, I., Balica, C., Seghedi, A. & Ducea, M. N. (2010). Avalonian and Cadomian terranes in North Dobrogea, Romania. *Precambrian Research*, 182(3), 217-229.
- Bauert, H., Isozaki, Y., Holmer, L. E., Aoki, K., Sakata, S. & Hirata, T. (2014). New U–Pb zircon ages of the Sandbian (Upper Ordovician) “Big K-bentonite” in Baltoscandia (Estonia and Sweden) by LA-ICPMS. *GFF*, 136(1), 30–33. <https://doi.org/10.1080/11035897.2013.862854>
- Bergström, S. S., Huff, W. D., Kolata, D. R., Yost, D. A. & Hart, C. (1995). A unique middle Ordovician K-bentonite bed succession at Röstänga, S. Sweden. *GFF*, 119(3), 231-244. <https://doi.org/10.1080/1103589709546481>
- Biberöglü, S. (1984). *Yığılca (Bolu) güneydoğusunun jeolojisi* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi.
- Boncheva, I., Göncüoğlu, M. C., Leslie, S. A., Lakova, I., Sachanski, V., Saydam, G., Gedik, İ. & Königshof, P. (2009). New conodont and palynological data from the Lower Paleozoic in Northern Çamdağ. NW Anatolia. Turkey. *Acta Geologica Polonica*, 59(2), 157–171.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H. & Göncüoğlu, M. C. (2012). Diagenetic and very low-grade metamorphic characteristics of the Paleozoic series of the İstanbul Terrane (NW Turkey). *Swiss Journal of Geosciences*, 105(2), 183-201.
- Bozkurt, E., Winchester, J. A., Yiğitbaş, E. & Ottley, C. J. (2008). Proterozoic ophiolites and mafic-ultramafic complexes marginal to the İstanbul Block: An exotic terrane of Avalonian affinity in NW Turkey. *Tectonophysics*, 461(1–4), 240–251.
- Bozkurt, E., Winchester, J. A. & Satır, M. (2013). The Çele mafic complex: Evidence for Triassic collision between the Sakarya and İstanbul Zones. NW Turkey. *Tectonophysics*, 595–596, 198–214. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.005>
- Chen, F., Siebel, W., Satır, M., Terzioğlu, N. & Saka, K. (2002). Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the İstanbul Zone. *International Journal of Earth Sciences*, 91, 469–481.



- Cocks, L. R. M. & Torsvik, T. H. (2005). Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: the gain and loss of a terrane's identity. *Earth-Science Reviews*, 72, 39–66.
- Cocks, L. R. M. & Fortey, R. A. (2009). Avalonia—a long-lived terrane in the Lower Palaeozoic? *Geological Society of London, Special Publication*, 325, 141–154.
- Compston, W. & Williams, I. S. (1992). Ion probe ages for the British Ordovician and Silurian stratotypes. In Webby, B. D., Laurie, J. R. (Eds.). *Global Perspectives on Ordovician Geology. Proceedings of the 6th International Symposium on the Ordovician System* (pp. 59–67). Sydney, Balkema. Rotterdam.
- Dean, W. T., Monod, O., Rickards, R. B., Demir, O. & Bultynck, P. (2000). Lower Palaeozoic stratigraphy and paleontology. Karadere-Zirze area. Pontus Mountains. northern Turkey. *Geological Magazine*, 137, 555–582.
- Dennis, A. J., Shervais, J. W. & LaPoint, D. (2012). Geology of the Ediacaran–Middle Cambrian rocks of western Carolina in South Carolina. In Eppes, M. C., & Bartholomew, M. J. (Eds.), *From the Blue Ridge to the Coastal Plain: Field Excursions in the Southeastern United States: Geological Society of America Field Guide 29* (p. 303–325). [https://doi.org/10.1130/2012.0029\(09\)](https://doi.org/10.1130/2012.0029(09))
- Fisher, R. V. & Schmincke, H. U. (1984). *Pyroclastic Rocks*. Springer Verlag. Berlin. 472 p.
- Fortey, R. A. & Cocks, L.R.M. (2005). Late Ordovician global warming — the Boda event. *Geology*, 33, 405–408.
- Gedik, İ. & Önalın, M. (2001). New observations on the Paleozoic stratigraphy of Camdağ (Sakarya Province). *Istanbul University Yerbilimleri*, 14, 61–76.
- Göncüoğlu, M. C. (1997). Distribution of lower Paleozoic rocks in the Alpine terranes of Turkey. In M. C. Göncüoğlu & A. S. Derman (Eds.). *Early Paleozoic in NW Gondwana* (pp. 13–23). Turkish Association of Petroleum Geologists Special Publication, 3.
- Göncüoğlu, M. C., Sachanski, V., Gutierrez-Marco, J. C. & Okuyucu, C. (2014). Ordovician graptolites from the basal part of the Palaeozoic transgressive sequence in the Karadere area. Zonguldak Terrane, NW Turkey. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 63(4), 227–232. <https://doi.org/10.3176/earth.2014.23>
- Haas, W. (1968). Das Lower-Palaeozoikum Von Bithynien Nordwest Türkei. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie, Abhandlungen*, 131, 178–242.
- Hamdi, B. (1975). *Lower Devonian conodonts from the Karadere section, Turkey* (Report 32. 19-33). Geological Survey of Iran.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. & Mitchell, S. F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the T–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341–2357.
- Haynes, J. T., Melson, W. G. & Kunk, M. J. (1995). Composition of biotite phenocrysts in Ordovician tephra casts doubt on the proposed trans-Atlantic correlation of the Millbrig K-bentonite (United States) and the Kinnekulle K-bentonite (Sweden). *Geology*, 23, 847–850.
- Hibbard, J., van Staal, C. & Miller, B. (2007). Links between Carolina, Avalonia, and Ganderia in the Appalachian peri-Gondwanan Realm. In: Sears, J., Harms, T., Evenchick, C. (Eds.). *Whence the Mountains? Inquiries into the Evolution of Orogenic Systems* (pp. 291–311). *A Volume in Honor of Raymond A. Price: Geological Society of America Special Paper*. 433. [https://doi.org/10.1130/2007.2433\(14\)](https://doi.org/10.1130/2007.2433(14))
- Huff, W. D., Bergström, S. M. & Kolata, D. R. (1992). Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. *Geology*, 20, 875–878.
- Huff, W. D. (2008). Ordovician K-bentonites: issues in interpreting and correlating ancient tephra. *Quaternary International*, 178, 276–287.
- Kaya, O. (1978). İstanbul Ordovisyeni ve Siluriyeni (Ordovician & Silurian of İstanbul). *Yerbilimleri. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü*, 4, 1–22 (in Turkish with English abstract).
- Kolata, D. R., Huff, W. D. & Bergström, S. M. (1996). Ordovician K bentonites of eastern North America. *Geological Society of America Special Paper*, 313, 1–84.
- Kozur, H. & Göncüoğlu, M. C. (1998). Main features of the pre-Variscan development in Turkey. *Acta Universitatis Carolinae – Geologica*, 42, 459–464.
- Kunk, M. J., Sutter, J., Obradovich, J. D. & Lanphere, M. A. (1985). Age of biostratigraphic horizons within the Ordovician and Silurian systems. In Snelling, N. J. (Ed.), *The Chronology of the*

- Geological Record*, vol. 10 (pp. 89–92). British Geological Survey Memoir.
- Landing, E., Geyer, G. & Westrop, S. R. (2019). Old Fashioned Stratigraphy: The Test of Paleogeographic Reconstructions of Avalonia. Ganderia and Cadomia. Phoenix. Arizona. *Geological Society of America*, Abstracts with programs 51, no. 5. <https://doi.org/10.1130/abs/2019AM-336321>
- Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K. & Buschmann, B. (2007). The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany). In Linnemann, U., Nance, R. D., Kraft, P. & Zulauf, G. (Eds.), *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision* (pp. 61–96). *Geological Society of America Special Paper*, 423. [https://doi.org/10.1130/2007.2423\(03\)](https://doi.org/10.1130/2007.2423(03))
- Linnemann, U., Herbosch, A., Liégeois, J. P., Pin, C., Gärtner, A. & Hofmann, A. (2012). The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: a review with new zircon ages, geochemistry, Sm–Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. *Earth Science Reviews*, 112, 126–154.
- McDonough, W. F. & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- Noble, S. R., Tucker, R. D. & Pharaoh, T. C. (1993). Lower Paleozoic and Precambrian igneous rocks from eastern England. and their bearing on Late Ordovician closure of the Tornquist Sea: constraints from U–Pb and Nd isotopes. *Geological Magazine*, 130(6), 835–846. <https://doi.org/10.1017/S0016756800023190>
- Oczlon, M. S., Seghedi, A. & Carrigan, C. W. (2007). Avalonian and Baltican terranes in the Moesian platform (Southern Europe, Romania/Bulgaria) in the context of Caledonia terranes west of the TransEuropean Suture Zone. *Special Paper of the Geological Society of America*, 423, 375–401.
- Okay, A. I., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q. C. & Shang, C. K. (2008). Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics*, 461, 252–64.
- Okay, A. I. & Topuz, G. (2017). Variscan orogeny in the Black Sea region. *International Journal of Earth Sciences*, 106, 569–592.
- Önalın, M. (1981). *Pendik Bölgesi ile Adaların Jeolojisi ve Sedimenter Özellikleri* [Dissertation Thesis], İstanbul Üniversitesi
- Özbey, Z., Karslıoğlu, Ö. & Aysal, N. (2021). First evidence for the subduction initiation and boninitic magmatism from the Armutlu Peninsula (NW Turkey): geodynamic significance for the Cadomian magmatic arc system of the Gondwanan margin. *International Geology Review*, 64(18). 2497–2521. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1986680>
- Özgül, N. (2012). Stratigraphy and some structural features of the İstanbul Paleozoic. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 817–866.
- Paeckelmann, W. (1938). Neue Beiträge zur Kenntnis der Geologie. Paläontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinopel. 2. Geologie Thraziens, Bithyniens und der Prinzeninseln. *Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt*, Heft 186.
- Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In Wyman, D. A. (Ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (79–113). *Geological Association of Canada. Short Course Notes* 12.
- Pollock, J. C. & Hibbard, J. P. (2010). Geochemistry and tectonic significance of the Stony Mountain gabbro. North Carolina - Implications for the Early Paleozoic evolution of Carolina. *Gondwana Research*, 17(2–3), 500–515. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.09.009>
- Samson, S. D., Patchett, P. J., Roddick, J. C. & Parrish, R. R. (1989). Origin and tectonic setting of Ordovician bentonites in North America: isotopic and age constraints. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1175–1181.
- Sayar, C. (1964). Ordovician conulariids from the Bosphorus Area, Turkey. *Geological Magazine*, 101, 193–7.
- Sayar, C. (1970). Boğaziçi arazisinde Ordovisyan Conulariaları. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 12, 140–156 (in Turkish).
- Sayar, C. (1975). Kocaeli Silüriyen'inde Landoveriyen Brakiyopodları. *TÜBİTAK ve Bilim Kongresi*, 135–60 (in Turkish).

- Sayar, C. (1984). İstanbul çevresinden Ordovisyen Brakiyopodları. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26(2), 99-109 (in Turkish). [https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/8bf09f5fcea80\\_ek.pdf](https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/8bf09f5fcea80_ek.pdf)
- Sayar, C. & Cocks, L. R. M. (2013). A new Late Ordovician Hirnantia brachiopod Fauna from NW Turkey, its biostratigraphical relationships and palaeogeographical setting. *Geological Magazine*, 150, 479-496.
- Scotese, C. R. & McKerrow, W.S. (1991). Ordovician plate tectonic reconstructions. In Barnes, C. R. & Williams, S.H. (Eds.), *Advances in Ordovician geology* (p. 271-282). Geological Survey of Canada, Paper 90-9.
- Spahić, D., Tančić, P. & Barjaktarović, D. (2023). Early Paleozoic Cenerian (Sardic) geodynamic relationships of peripheral eastern north Gondwana affinities: revisiting the Ordovician of the Getic/Kučaj nappe (eastern Serbia). *Geological Quarterly*, 67(5), <https://doi.org/10.7306/gq.1675>
- Stillman, C. J. & Francis, E. H. (1979). Caledonide volcanism in Britain and Ireland. *Geological Society London, Special Publications*, 8, 557-578. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1979.008.01.67>
- Sun, S. S. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D. & Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London, Special Publication*. 42, 313–345.
- Şen, F. (2012). *Petrology and Tectonic Significance of Volcanic Intrusions in The Paleozoic Sequence Encountered Along The Kadıköy-Kartal (İstanbul) Metro Line* [Unpublished. MSc Thesis]. İstanbul University. İstanbul, Turkey (in Turkish with English abstract).
- Şen, F. (2020). Middle Eocene high-K acidic volcanism in the Princes' Islands (İstanbul) and its geodynamic implications. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 29(8 SI-1), Article 9, 208-219. <https://doi.org/10.3906/yer-1905-19>
- Şen, F. (2021a). Age and implication of Late Ediacaran dykes in the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit (NW Turkey): Implications for the rifting of the Rheic Ocean. *International Geology Review*, 64(17), 2416-2435. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1904296>
- Şen, F. (2021b). U–Pb zircon geochronology and geochemistry of mafic and intermediate dykes in the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit (NW Turkey): Evidence for Devonian and Carboniferous magmatism and the north-subducting Rheic Ocean in Far East Avalonia. *International Journal of Earth Sciences*, 110, 1899–1920. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02046-4>
- Şen, F. (2022a). Early Devonian Deformational Ages of Early Silurian Gabbro Batholiths in the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit: Implications for the Caledonian Orogeny in the İstanbul Terrane. In K. Esat & S. Akısa (Eds.), *74th Geological Congress of Turkey with international participation* (pp. 14). Ankara, Turkey, 11-15 April 2022.
- Şen, F. (2022b). Early Permian deformational ages of Late Carboniferous basalt dykes in the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit: Implications for the Variscan orogeny in the Pontides. *EGU General Assembly 2022*, Vienna, Austria. 23–27 May 2022. EGU22-6513. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-6513>
- Şen, F. (2023a). Ordovician arc and syncollisional magmatism in the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit (NW Turkey): Implications for the consumption of the Teisseyre-Tornquist Ocean in Far East Avalonia. *Mineralogy and Petrology*, (2023). <https://doi.org/10.1007/s00710-023-00812-7>
- Şen, F. (2023b). Reconstructing the origin of Minoa with detrital zircons: Did Minoa derive from Gondwana-Land or Laurentia?. *75th Geological Congress of Turkey with international participation* (Session on 75th Anniversary Special Thanks giving Session). p 10.
- Thieblemont, D. & Tegye, Y. (1994). Geochemical discrimination of differentiated magmatic rocks attesting for the variable origin and tectonic setting of calc-alkaline magmas. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie II*, 319(1), 87–94.
- Torsvik, T. H. & Rehnström, E. F. (2003). The Tornquist Sea and Baltica–Avalonia docking. *Tectonophysics*, 362, 67–82.
- Tucker, R. D., Krogh, T. E., Ross Jr., R. J. & Williams, S. H. (1990). Time-scale calibration by high-precision U–Pb zircon dating of interstratified volcanic ashes in the Ordovician and Lower Silurian stratotypes of Britain. *Earth and Planetary Science Letters*, 100, 51–58.
- Tucker, R. D. (1992). U–Pb dating of Plinian-eruption ashfalls by the isotope dilution method; a reliable and precise tool for time-scale calibration and biostratigraphic correlation. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 24(7), 198.



- Tucker, R. D. & McKerrow, W. S. (1995). Early Paleozoic chronology: a review in light of new U–Pb zircon ages from Newfoundland and Britain. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 368–379.
- Tunç, İ. O., Yiğitbaş, E., Şengün, F., Wazec, J., Hofmann, M. & Linnemann, U. (2012). U–Pb zircon geochronology of northern metamorphic massifs in the Biga peninsula (NW Anatolia-Turkey): new data and a new approach to understand the tectonostratigraphy of the region. *Geodinamica Acta*, 25(3-4), 202-225. <https://doi.org/10.1080/09853111.2013.877242>
- Tüysüz, O., Aksay, A. & Yiğitbaş, E. (2004). *Batı Karadeniz Bölgesinin Litostratigrafi Birimleri (Lithostratigraphic Units of Western Black Sea Region)*. Litostratigrafi Birimleri. Serisi 2. Stratigrafi Komitesi, Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey.
- Ustaömer, P.A. & Rogers, G. (1999). The Bolu Massif: remnant of a pre-Early Ordovician active margin in the west Pontides, northern Turkey. *Geolog. Magaz.* 136, 579– 592.
- Ustaömer, P. A., Mundil, R. & Renne, P. R. (2005). U/Pb and Pb/Pb zircon ages for arc related intrusions of the Bolu Massif (W Pontides, NW Turkey): Evidence for Late Precambrian (Cadomian) age. *Terra Nova*, 17, 215–223.
- Ustaömer, P. A., Ustaömer, T., Gerdes, A. & Zulauf, G. (2011). Detrital zircon ages from a Lower Ordovician quartzite of the Istanbul exotic terrane (NW Turkey): evidence for Amazonian affinity. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 23–41.
- Ustaömer, T., Robertson, A. H. F., Ustaömer, P. A., Gerdes, A. & Peytcheva, I. (2012). Constraints on Variscan and Cimmerian magmatism and metamorphism in the Pontides (Yusufeli–Artvin area). NE Turkey from U–Pb dating and granite geochemistry. *Geological Society, London. Special Publications*, 372, 49–74
- Ustaömer, P. A., Ustaömer, T. & Robertson, A. H. F. (2012). Ion probe U–Pb dating of the Central Sakarya basement: a peri-Gondwana terrane intruded by Late Lower Carboniferous subduction/collision-related granitic rocks. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(6), 905–932. <https://doi.org/10.3906/yer-1103-1>
- van Staal, C. R., Whalen, J. B., McNicoll, V. J., Pehrsson, S., Lissenberg, C. J., Zagorevski, A., van Breemen, O. & Jenner, G. A. (2007). The Notre Dame arc and the Taconic orogeny in Newfoundland. In Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H. & Martínez Catalán, J.R. (Eds.). *4-D Framework of Continental Crust: Geological Society of America Memoir*, 200, 511–552. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(26\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(26))
- Yalçın, M. N. & Yılmaz, İ. (2010). Devonian in Turkey—a review. *Geologica Carpathica*, 61, 235–253.
- Yılmaz-Şahin, S., Aysal, N. & Güngör, Y. (2012). Petrogenesis of late cretaceous adakitic magmatism in the İstanbul zone (Çavuşbaşı Granodiorite, NW Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(6), 1029-1045.
- Yiğitbaş, E., Elmas, A. & Yılmaz, Y. (1999). Pre-Cenozoic tectono stratigraphic components of the Western Pontides and their geological evolution. *Geological Journal*, 34, 55–74. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1034\(199901/06\)34:1/2<55::AID-GJ814>3.0.CO;2-0](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1034(199901/06)34:1/2<55::AID-GJ814>3.0.CO;2-0)
- Yiğitbaş, E., Kerrich, R., Yılmaz, Y., Elmas, A. & Xie, Q. (2004). Characteristics and geochemistry of Precambrian ophiolites and related volcanics from the Istanbul —Zonguldak Unit, northwestern Anatolia, Turkey: Following the missing chain of the Precambrian south European Suture zone to the east. *Precambrian Research*, 132(1–2), 179–206. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.003>
- Yiğitbaş, E., Winchester, J. A. & Ottley, C. J. (2008). The geochemistry and setting of the Demirci paragneisses of the Sünnice (Bolu) Massif, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(3), 421–431. <https://journals.tubitak.gov.tr/earth/vol17/iss3/1>
- Yiğitbaş, E. & Tunç, İ. O. (2020). Pre-Cambrian Metamorphic Rocks of the Sakarya Zone in the Biga Peninsula; Late Ediacaran Gondwanaland Active Continental Margin. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 63(3), 277-302. <https://doi.org/10.25288/tjb.589144>
- Zagorchev, I., Balica, C., Kozhoukharova, E., Balintoni, I.C., Sabau, G. & Negulescu, E. (2015). Cadomian and post-cadomian tectonics west of the Rhodope Massif – the Frolosh greenstone belt and the Ograzhdenian metamorphic supercomplex. *Geologica Macedonica*, 29(2), 101–132.
- Zagorevski, A., van Staal, C.R., McNicoll, V., Rogers, N. & Valverde-Vaquero, P. (2008). Tectonic architecture of an arc-arc collision zone, Newfoundland Appalachians. *Geological Society of America Special Papers*, 436, 309–333.



**Mordoğan Bölgesinin Neojen Jeolojisi ve Stratigrafik Korelasyonu,  
Karaburun Yarımadası, Batı Anadolu**  
*Neogene Geology and Stratigraphic Correlation of Mordoğan Region,  
Karaburun Peninsula, Western Anatolia*

**Fikret Göktaş<sup>1</sup> , Serdar Mayda<sup>2,3\*</sup> **

<sup>1</sup> 119/3 Sokak, 7/1, 15, Evka 3, Bornova, İzmir

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

<sup>3</sup> Ege Üniversitesi, Fen Fakültesi, Biyoloji Bölümü, 35040, Bornova/İzmir

• Geliş/Received: 19.06.2023 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 10.07.2023 • Kabul/Accepted: 14.07.2023  
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 04.08.2023 • Baskı/Printed: 20.08.2023

*Araştırma Makalesi/Research Article*

*Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Foça Çöküntüsü'nün batı kenarında yer alan Kösedere ve Mordoğan alt havzalarındaki orta Miyosen tortullaşması, egemen gölsel Hisarcık formasyonu ile temsil edilir. Hisarcık formasyonu, erken Miyosen sonunda bölgeye yerleşen kalkalkalen karakterli volkanitler (Karaburun volkanitleri ve Foça tüfü) üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Orta Miyosen havzalarının sınır fayları boyunca yüzeyleyen Karaburun volkanitleri andezit bileşimlidir. Foça tüfü rhyolitik ignimbritlerle temsil edilir. Hisarcık formasyonunun havza kenarı alüviyal çökellerini temsil eden Kösedere üyesi, Kösedere alt havzasının sınır fayları önünde çökelmiştir. Gölsel kıyıyüzünde çökelmiş yeşil renkli kilttaş-silttaş topluluğundan oluşan Karabağları üyesi, yanal-düşey geçiş ilişkisiyle Kösedere üyesi üzerine gelir. Karabağları üyesinin Mordoğan alt havzasındaki yanal eşdeğeri kabul edilen Ardıç üyesi, çamur düzlüğü çökelimini yansıtan çamurtaşı-kumtaşı ardışık istifile simgelenir ve geç MN5 biyozonuna ait büyük memeli fosilleri kapsar. Hisarcık gölsel çökelinin son dönemini yansıtan Mordoğan kireçtaşı üyesi, Karabağları ve Ardıç üyeleri üzerine geçişli gelir. Hisarcık formasyonu üzerine, MN10-11 biyozonlarına ait büyük memeli fosilleri kapsayan Esendere grubu çökelleri uyumsuzlukla gelir. Hisarcık formasyonu, Sakız Adası, Çeşme Yarımadası ve Foça Çöküntüsü'nde temsil edilir. Sakız Adası'nda Keramaria ve Nenita birimleri, Çeşme Yarımadası'nda Çiftlik formasyonu ve Foça Çöküntüsü'nde Aliğa kireçtaşı, Hisarcık formasyonu ile deneştirilebilir. Urla havzası ve İzmir Körfezi adalar topluluğunda yüzeyleyen Urla grubu çökelleri, Hisarcık formasyonunun eşdeğeridir.

**Anahtar Kelimeler:** Ardıç faunası, Karaburun Yarımadası, memeli paleontolojisi, Orta Miyosen tortullaşması.

**Abstract:** Middle Miocene sedimentation in the sub-basins of Kösedere and Mordoğan, representing the western margin of the Foça Depression, is represented by the dominantly lacustrine of Hisarcık formation, which unconformably covers the calc-alkaline volcanics (Karaburun volcanics and Foça tuff) at the end of early Miocene. The Karaburun volcanics outcropping along the boundary faults of the Middle Miocene basins are of andesite composition. Foça tuff is represented by rhyolitic ignimbrites. The Kösedere member, which represents the basin margin alluvial fan deposits of the Hisarcık formation, was deposited in front of the boundary faults of the Kösedere sub-basin. The Karabağları member, which consists of a green claystone-siltstone assemblage deposited on the lacustrine shoreface, overlies the Kösedere member with lateral-vertical transition. The Ardıç member, which is considered the lateral equivalent of the Karabağları member in the Mordoğan sub-basin, is represented by a mudstone-sandstone succession reflecting the mudflat deposition, and has yielded large mammal fossils of the late

*MN5 biozone. The Mordoğan limestone member, reflecting the last period of Hisarcık lacustrine deposition, is transitive with the Karabağları and Ardıç members. The Esendere group deposits, which have yielded large mammal fossils of MN10-11 biozones, unconformably overlie the Hisarcık formation. The Hisarcık formation is represented in Chios Island, Çeşme Peninsula and Foça Depression. Keramaria and Nenita units on Chios Island, the Çiftlik formation in Çeşme Peninsula, and Aliğa limestone in the Foça Depression can be correlated with the Hisarcık formation. Urla group deposits outcropping in the Urla basin and the İzmir Bay archipelago are the equivalent of the Hisarcık formation.*

**Keywords:** Ardıç fauna, Karaburun Peninsula, mammalian paleontology, Middle Miocene sedimentation.

## GİRİŞ

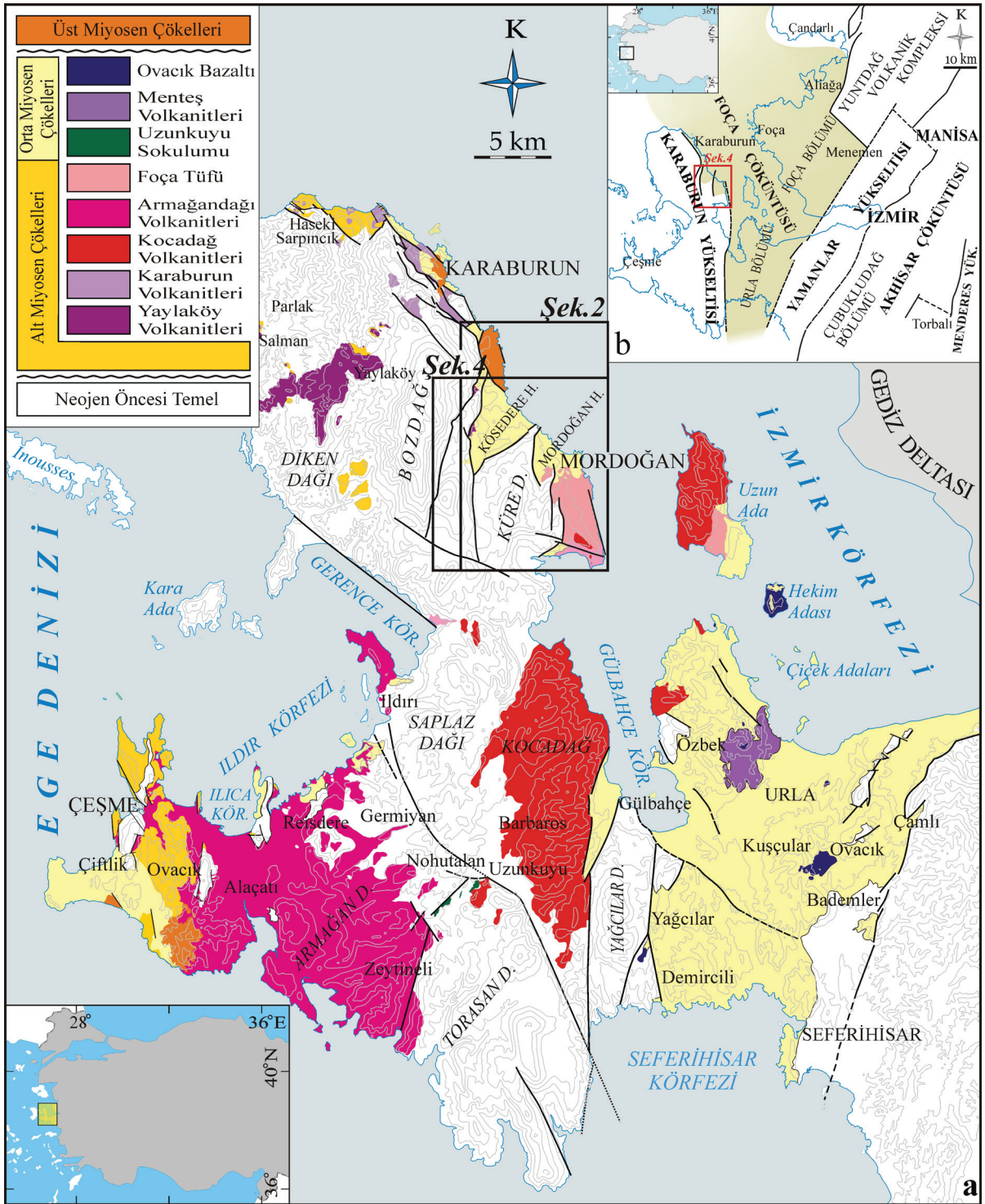
Karaburun Yarımadası'nın Mordoğan çevresinde yüzeyleyen karasal Neojen çökelleri ile volkanitlerine yönelik olan bu incelemede, 1:100.000 ölçekli genel jeolojisi Çakmakçoğlu ve Bilgin (2006) ile Dönmez vd. (2014) tarafından çalışılmış olan alanın 1:25.000 ölçekte detaylandırılması ve Miyosen stratigrafisinin sergilenmesi amaçlanmıştır (Şekil 1). Bu bağlamda, ağırlıklı olarak Kösedere ve Mordoğan alt havzalarındaki orta Miyosen tortullaşması üzerinde durulacak ve bölgesel korelasyon olanakları araştırılacaktır. Yarımada genelinde yürütülen önceki jeolojik etütlerin başlıcaları Neojen öncesi kaya birimlerine yöneliktir (Çakmakçoğlu ve Bilgin, 2006 ve bu çalışmada değinilen referanslar). 1:100.000 ölçekli genel jeoloji çalışmaları, Dönmez vd. (2014) ile Göktaş ve Çakmakçoğlu (2018a, b ve c)'na aittir. Neojen çalışmaları, magmatizma (Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Borsi vd., 1972; Türkecan vd., 1998; Kaçmaz ve Köktürk, 2004; Helvacı vd., 2009; Agostini vd., 2010), hidrojeoloji-jeotermal enerji (Koçak, 1974; Yılmaz ve Yakabağı, 1995; Gemici ve Filiz, 2001); stratigrafi (Kaya, 1979; 1981; Göktaş, 2014a ve b), ve büyük memeli paleontolojisi (Kaya vd., 2003, 2005) üzerinedir. Türkecan vd. (1998) ile Helvacı vd. (2009) tarafından önerilen genelleştirilmiş stratigrafilerde, Neojen tortullaşması ve volkanizmasının alttan üste yanal ilişkili gelişim gösterdiği kabul edilmiştir. Litostratigrafik detay içermeyen bu çalışmalarda, istiflenme düzeni radyometrik verilere göre kurgulanmıştır.

## GENEL JEOLJİ

İnceleme alanındaki Neojen öncesi kaya birimleri, "Karaburun Kuşağı" (Erdoğan, 1990) kapsamında tanımlanan Silüriyen'den Kretase'ye kadar değişen yaşlardaki denizel çökellerden oluşur. Yüzeyleyen en yaşlı birim, Silüriyen-Karbonifer yaşlı "Dikendağı formasyonu"dur (Çakmakçoğlu ve Bilgin, 2006). Paleozoyik temeli açılı uyumsuzlukla üstleyen Mesozoyik istifinin tabanındaki "Gerence formasyonu" (Erdoğan vd., 1990), Skitiyen yaşlı transgresif çökellerle başlar ve Anisiyen'de karbonat kaya egemen derin deniz çökelleriyle devam eder. Ladiniyen döneminin neritik karbonat çökeliğini yansıtan "Camiboğazı formasyonu" (Brinkmann vd. 1972), geçiş ilişkisiyle Gerence formasyonu üzerine gelir. Üst Triyas'ta sığ denizel çökellerle ("Güvercinlik formasyonu": Erdoğan vd., 1990) devam eden Mesozoyik çökeliği, Lias-Malm döneminde neritik karbonatlarla ("Nohutalan formasyonu": Brinkmann vd., 1972) simgelenir. Otokton istifin son birimi olan Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı "Balıklıova formasyonu" (Erdoğan, 1990; Güngör, 1989), altta karbonat kayaları ve üstte fliş fasiyesindeki kırıntılı çökellerden oluşur (Çakmakçoğlu ve Bilgin, 2006) (Şekil 2).

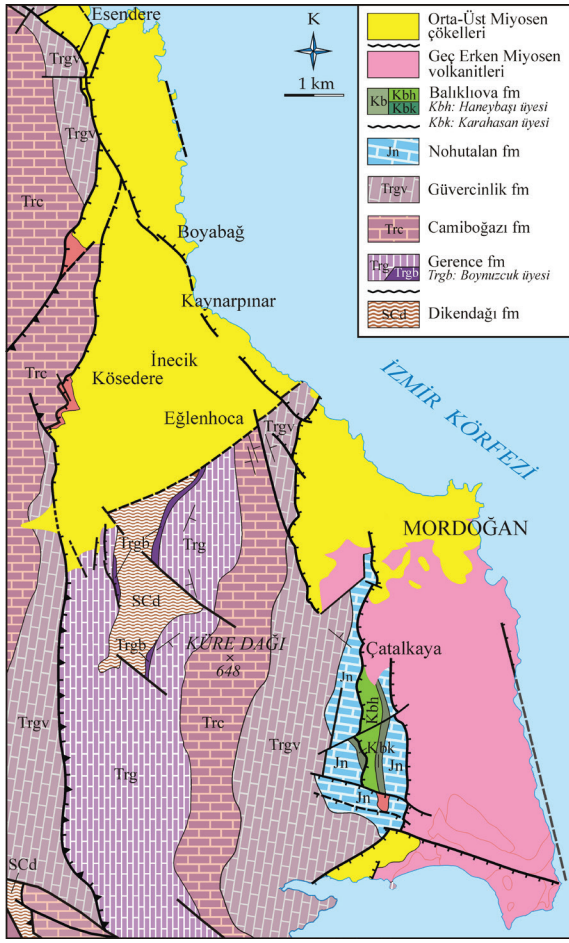
Karaburun Yükseltisi'nin kuzey bölümünde yüzeyleyen karasal Neojen kaya birimleri, "Karaburun grubu" (alt-orta Miyosen) ve "Esendere grubu" (geniş anlamda üst Miyosen) kapsamında tanımlanmıştır (Göktaş, 2014a ve b).





Şekil 1.a) İnceleme alanının Karaburun Yarımadası'ndaki yeri (Göktaş ve Çakmaköđlu, 2018 a,b ve c'den sadeleştirilmiştir) ve b) Foça Çöküntüsü içindeki konumu (Kaya, 1979'dan değişlikle).

Figure 1.a) Location of study area in Karaburun Peninsula (simplified from Göktaş and Çakmaköđlu, 2018a, b & c), and b) its location within the Foça Depression (modified from Kaya, 1979).



**Şekil 2.** İnceleme alanında yüzeyleyen Karaburun Kuşağı kapsamındaki Neojen öncesi temel kayaları (Çakmakoglu ve Bilgin, 2006'dan değişikliklerle).

**Figure 2.** Pre-Neogene basement rocks of Karaburun Belt outcropping in the study area (modified from Çakmakoglu and Bilgin, 2006).

Karaburun grubunun egemen gölsel çökelleri, geç erken Miyosen yaşlı “Haseki formasyonu” ve orta Miyosen yaşlı “Hisarcık formasyonu” ile temsil edilir. Haseki formasyonu istifi, önceki çalışmalarda “Yaylaköy” ve “Karaburun” volkanitleri olarak tanımlanan kalkalkalen karakterli mafik lav girmeleriyle sinsedimanter olarak kesilmiştir (Türkecan vd., 1998; Aras vd., 1999; Helvacı vd., 2009; Çakmakoglu vd., 2013). Esendere grubunun alüvyial ve gölsel çökelleri, Hisarcık formasyonunu uyumsuzlukla

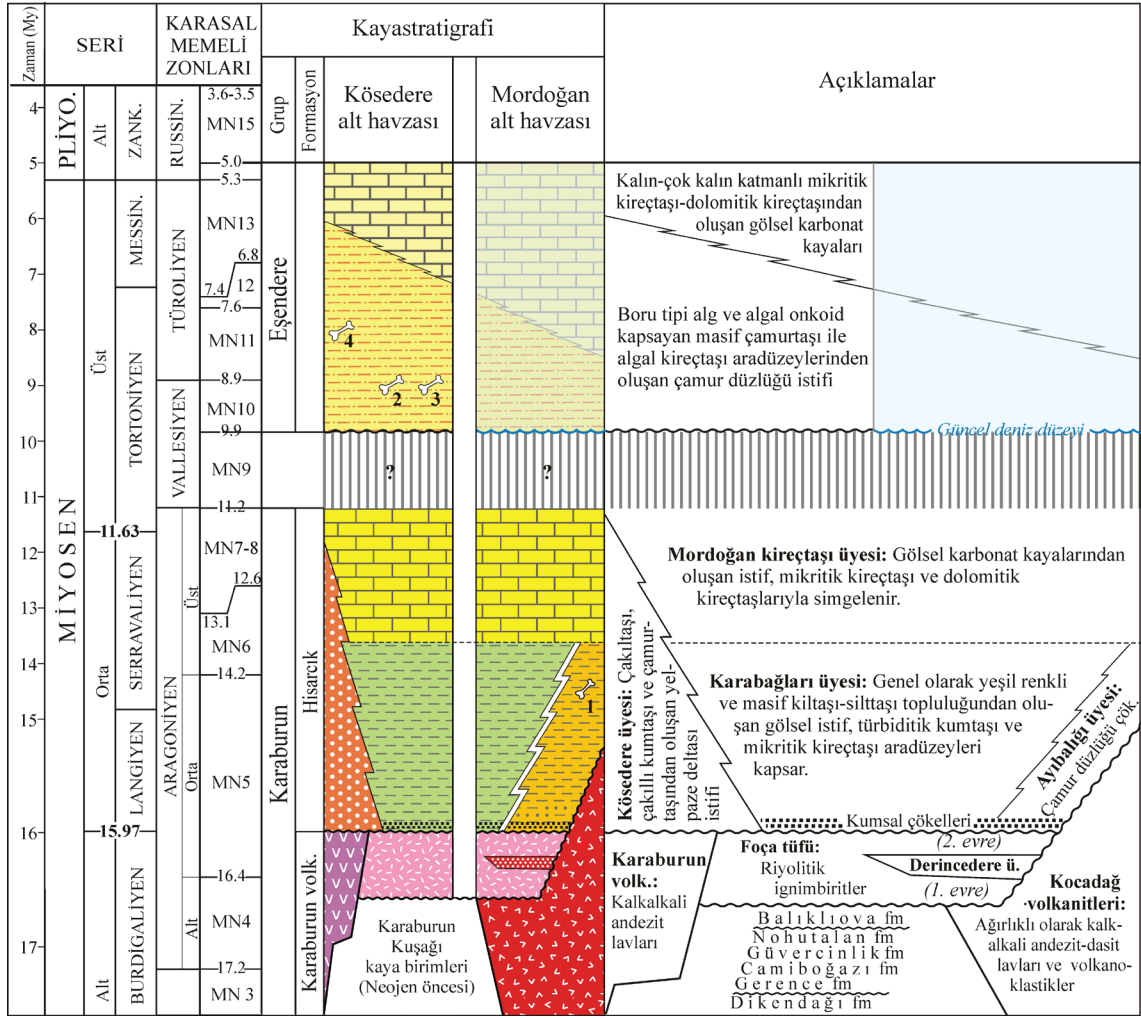
örtür. Günümüzde “Gülbahçe Fayı” (Emre vd., 2005) ile Urla havzasından ayrılan Karaburun Yükseltisi'nin güney bölümünde, riyolit, dasit, andezit bileşimli kalkalkali volkanitlerden oluşan “Kocadağ” ve “Armağandağı” karmaşıkları yer alır (Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Borsi vd., 1972; Türkecan vd., 1998; Helvacı vd., 2009; Göktaş, 2010).

## NEOJEN STRATİGRAFİSİ

Geç erken-orta Miyosen yaşlı Karaburun grubu, inceleme alanında *Karaburun volkanitleri* ve *Hisarcık formasyonu* ile temsil edilir; geç erken Miyosen çökeliğini yansıtan Haseki formasyonu (Göktaş, 2014a ve b) olasılıkla çökelmemiştir (Şekil 3). Erken Miyosen sonlarında yüzeyleyen Karaburun volkanizmasının ikinci evresine ait mafik lavlar ve kalkalkalen karakterli riolyolitik ignimbiritlerle temsil edilen *Foça tüfü* (Kaya, 1979, 1981), inceleme alanında yüzeyleyen en yaşlı Neojen birimleridir. Orta Miyosen yaşlı Hisarcık formasyonu her iki volkanik birim üzerinde uyumsuzlukla çökelmıştır. Orta Miyosen istifi üzerinde uyumsuzlukla yer alan geç Miyosen yaşlı Esendere grubu, çamur düzlüğü çökelleri üzerinden gölsel çökellere derecelenen Çukurcak *kireçtaşı* ile simgelenir.

## Karaburun Volkanitleri

Kösedere alt havzasını sınırlayan normal faylar önünde yüzeyleyen Karaburun volkanitleri (Türkecan vd., 1998; Helvacı vd. 2009; Göktaş, 2014a, b), yarımada'nın kuzey kıyı bölgelerinde tanımlanan geç erken Miyosen yaşlı ve kalkalkalen karakterli andezitik volkanizmanın ürünleri olan mafik lavlarla simgelenir (Şekil 4a ve b). Bu sınır fayları, Neojen öncesi temel kayaları içinde gelişmiş paleotektonik bindirmeler ve/veya ters fayların reaktivasyonu ile oluşmuştur. Orta Miyosen genişlemesiyle normal atım kazanan bu faylar Kösedere havzasının açılımını belirlemiş ve tavan bloklar üzerine yerleşen lav çıkışlarına yol vermiştir (Şekil 2).



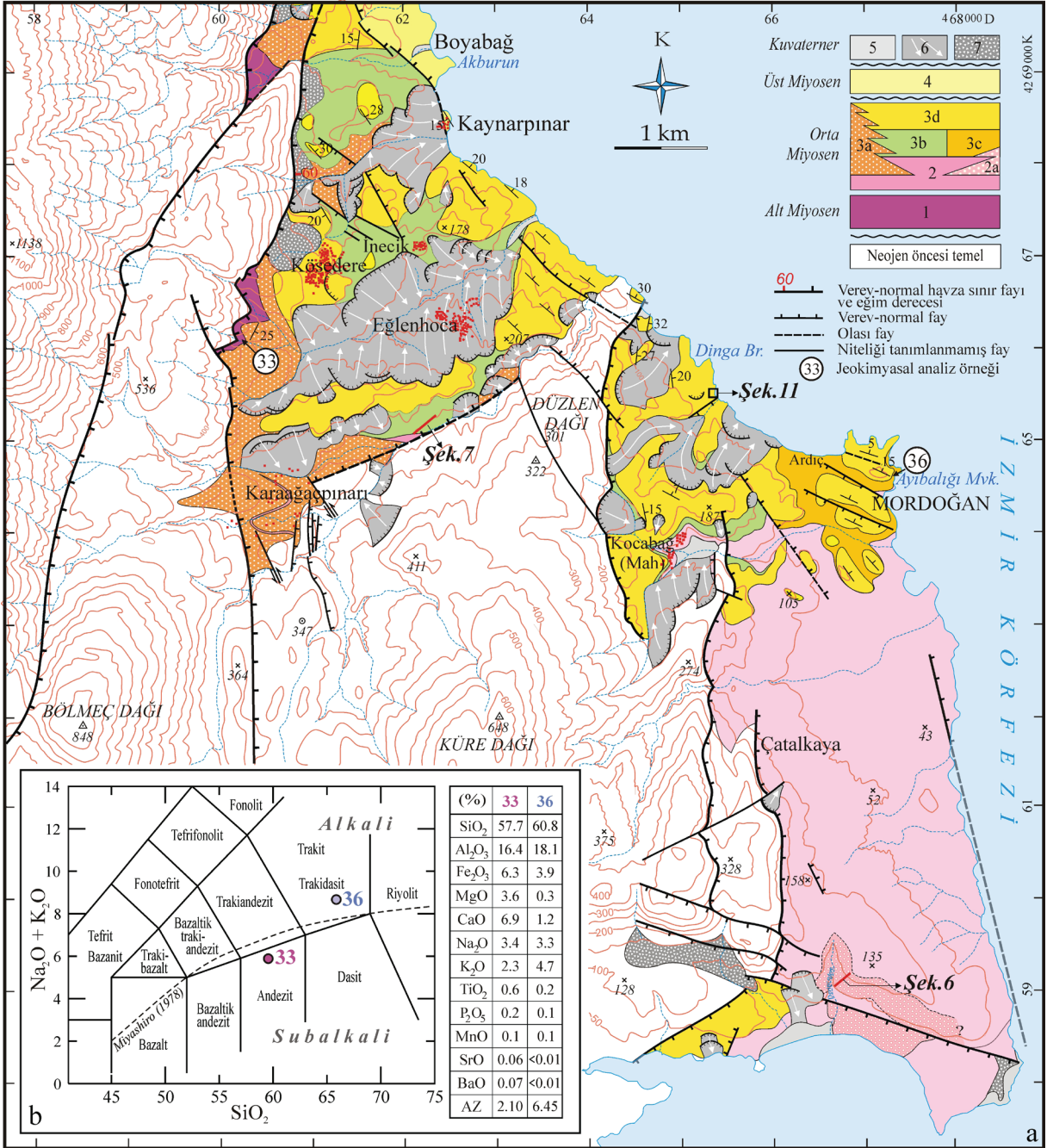
Şekil 3. İnceleme alanında yüzeyleyen Neojen kaya birimlerinin stratigrafik sentezi. Büyük memeli verileri: 1) Ardıç faunası, 2) *Hippopotamodon major* (MN10: Göктаş vd., 2023), 3) *Hipparion aff. giganteum* (MN10: Göктаş vd., 2023), 4) Esendere faunası (MN11: Kaya vd., 2005). Zaman tablosu Hilgen vd. (2012)'ne göredir.

Figure 3. Stratigraphic synthesis of Neogenic rock units outcropping in the study area. Large mammal data; 1) Ardıç fauna, 2) *Hippopotamodon major* (MN10: Göктаş et al., 2023), 3) *Hipparion aff. giganteum* (MN10: Göктаş et al., 2023), 4) Esendere fauna (MN11: Kaya et al., 2005). GTS from Hilgen et al. (2012).

İncelenen lav örnekleri hipokristalin-porfirik (intersertal) dokuludur. Fenokristal kapsamı, plajiyoklaz, piroksen grubu mineralleri ve olivinden oluşur. Plajiyoklaz (labrador?) mineralleri genellikle prizmatik şekilli ve polisentetik ikizlenmeli, bazı kristaller zonludur. Açık kahverengi tonlarındaki piroksen grubu mineralleri, genellikle yarı özşekilli kristaller ya da yuvarlak taneler şeklinde bulunur. Özşekilli,

yarı özşekilli olivin kristalleri, çatlakları ve kenarlarından itibaren iddingsitleşmiştir. Hamur, volkan camı, plajiyoklaz, piroksen, olivin mikrolitleri-kristalitleri ile opak minerallerden yapıldır. Kösedere güneybatısındaki lav yüzleğinden alınan 33 nolu örneğin ana element oksit verileri Le Bas vd. (1986)'nin toplam alkali-silis diyagramında değerlendirilmiş ve andezit alanında yer aldığı gösterilmiştir (Şekil 4c).





**Şekil 4.a)** İnceleme alanının jeoloji haritası. 1) Karaburun volkanitleri, 2) Foça tüfü, 2a) Dericedere üyesi, 3) Hisarcık formasyonu: 3a) Kösedere üyesi, 3b) Karabağları üyesi, 3c) Ardıç üyesi, 3d) Mordoğan kireçtaşı üyesi, 4) Eşendere grubu, 5) Akarsu alüvyonu, 6) Heyelan, 7) Yamaç molozu. **b)** Karaburun volkanitleri ve Foça tufundan alınan iki jeokimyasal örneğin (33 ve 36) Le Bas vd. (1986)'nin TAS diyagramında değerlendirilmesi.

**Figure 4.a)** Geological map of the study area; 1) Karaburun volcanics, 2) Foça tuff, 2a) Dericedere member, 3) Hisarcık Formation: 3a) Kösedere member, 3b) Karabağları member, 3c) Ardıç member, 3d) Mordoğan limestone member; 4) Esendere group, 5) River alluvium, 6) Landslide, 7) Talus, **b)** Evaluation of two geochemical samples (33 and 36) taken from Karaburun volcanics and Foça tuff in the TAS diagram (Le Bas et al., 1986).

Hisarcık formasyonunun simgelediği orta Miyosen tortullaşmasının havza kenarı çökellerinden oluşan Kösedere üyesi, Karaburun volkanitleri üzerinde uyumsuzdur. İnceleme alanında yüzeyleyen lav kütleleri, Göktaş (2014b)'ın tanımladığı ikinci evre Karaburun volkanitleriyle aynı stratigrafik pozisyonadır ve Türkecan vd. (1998)'nin  $16,0 \pm 0,3$  My K/Ar yaşı aldıkları lav çıkışlarına yol veren fay zonu üzerindedir.

### Foça Tüfü

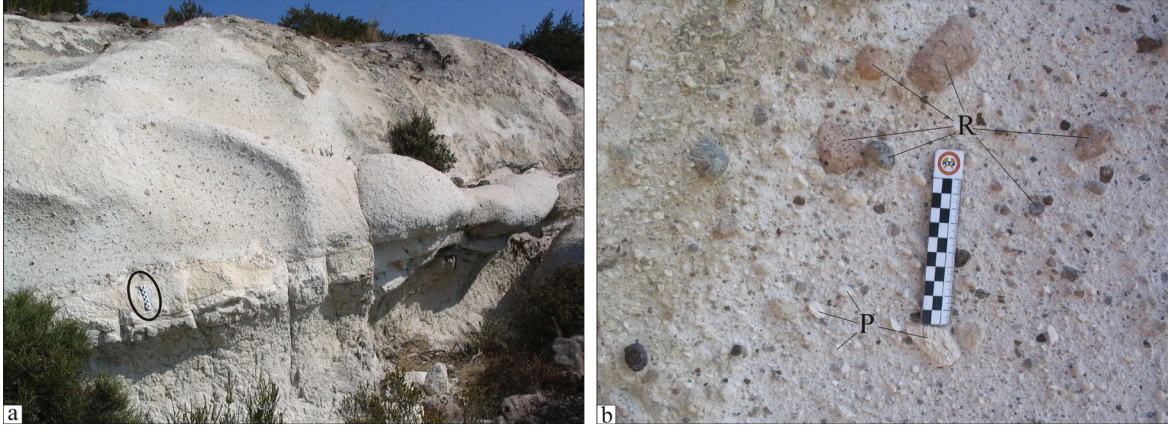
Kalkalkalen karakterli riyolitik ignimbiritlerin simgelediği Foça tüfü, Foça Yarımadası'nda Kaya (1979, 1981) tarafından tanımlanmış ve daha sonra aynı bölgede yürütülen pek çok çalışmada incelenmiştir (Kaya ve Savaşçın, 1981; Akay, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000; Akay ve Erdoğan, 2001, 2004; Altunkaynak vd., 2006, 2010; Agostini vd., 2010). Çalışma alanında tanımlanan alüviyal *Derincedere* üyesi, piroklastik istif içinde yer alan alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşur. Kösedere ve Mordoğan alt havzalarındaki orta Miyosen çökellerinin tabanını oluşturan Foça tufünün tipik ve yaygın yüzlekleri Mordoğan güneyindedir.

Beyazımsı açık gri renkli ve küresel ayrışmalı piroklastik istif, zayıf kaynaklanmış çok katlı ignimbirit düzeylerinden oluşur (Şekil 5a). Az orandaki piroklastik türbülans (surge) ve kül döküntüsü (ash fall) çökelleri ignimbirit katmanları arasında yanal süreksiz aradüzeyler olarak bulunur. Metrik kalınlıklardaki ignimbirit düzeylerinin kaba külden oluşan masif matriksi içinde, santimetrik-milimetrik büyüklüklerde pomzalar ve türdeş lav parçaları yer alır. Pomzalar beyazımsı renkli ve çoğunlukla yarı yuvarlak şekillidir. Türdeş litik kapsamını oluşturan riyolit parçaları, pembe, kırmızı-bordo, mavimsi gri ve siyahımsı renkli, porfirik ya da afirik dokuludur (Şekil 5b).

Neojen öncesi temel kayalarıyla Foça tüfü arasındaki dokanaklar normal faylarla belirlenmiştir (Şekil 4a). Yaklaşık 15 km GD'daki Uzun Ada'da yüzeyleyen Foça tufünün altında, geç erken Miyosen yaşlı Kocadağ volkanizmasının ürünü olan volkanoklastiklerin yer aldığı gösterilmiştir (Göktaş, 2016a). Foça tüfü içinde aradüzey olarak yer alan Derincedere alüviyal istifi, riyolitik ignimbiritlerin bölgeye başlıca iki etkinlik evresinde yerleştiğini gösterir. Foça tüfü, Kösedere ve Mordoğan alt havzalarında dolgulanan orta Miyosen yaşlı Hisarcık formasyonunun stratigrafik tabanını oluşturur. Kösedere alt havzasındaki piroklastikler, Kösedere alüviyal istifinin alt bölümüne yanal giriktir. Mordoğan alt havzasında yüzeyleyen Foça tüfü üzerine, transgresif kumsal çökelleri aracılığıyla Ardıç üyesi gelir. Eski Mordoğan köyü çevresinde, Mordoğan kireçtaşının zaman aşmalı transgresif bölümleri Foça tüfü üzerinde yer alır. Kösedere havzasında, Karabağları üyesinin alt bölümlerindeki sualtı yoğunluk akıntısı çökellerinin başlıca bileşenleri Foça tufünden türemiştir (Şekil 4a).

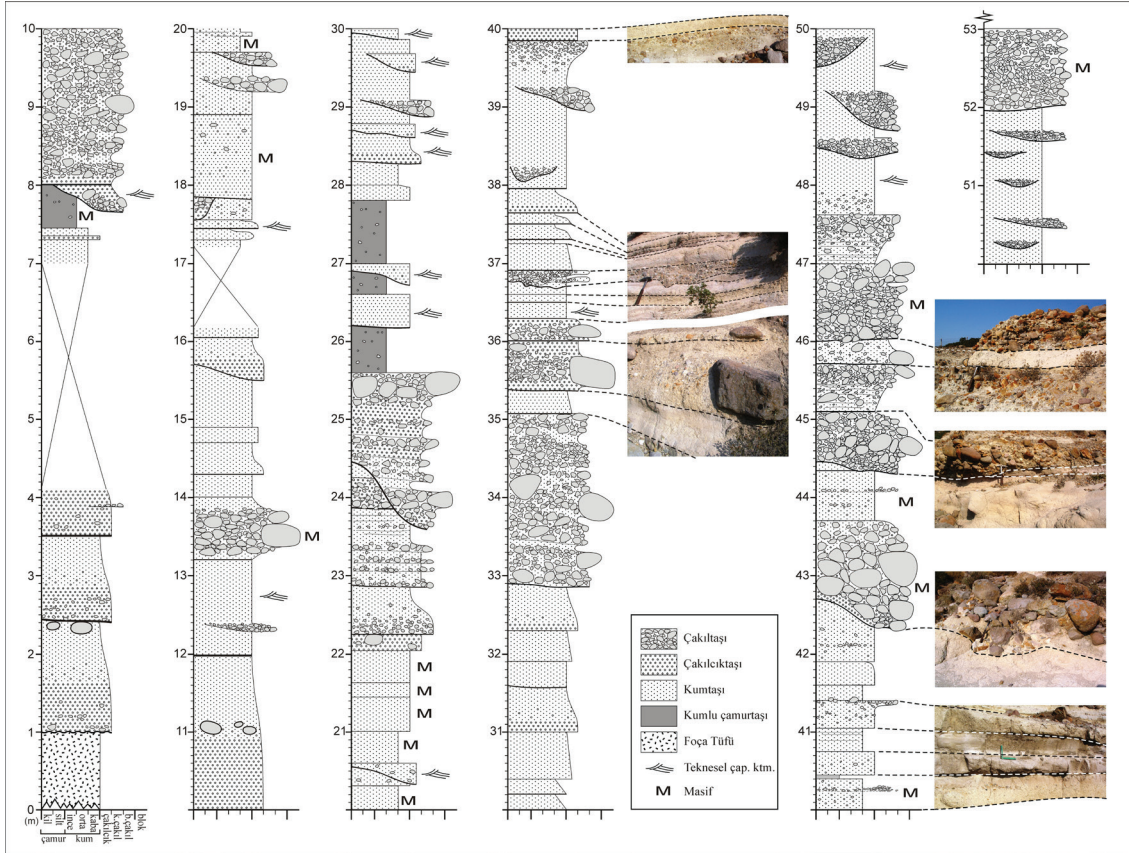
Foça tufünün tip lokalitesi olan Foça Yarımadası'ndaki riyolitik ignimbiritler, Zeytindağ formasyonunun (Kaya, 1979) çökelmekte olduğu geç erken Miyosen gölü içinde evrimleşen olası bir kalderanın çökmesiyle ilgili freatomagmatizmanın ürünleri olarak yorumlanmıştır (Göktaş, 2011). Çıkış merkezinden batıya yönelen ignimbirit akıntıları, paleocoğrafik olarak Uzun Ada bölgesindeki Kocadağ volkanoklastikleri üzerinden geçerek Foça Çöküntüsü'nün (Kaya 1979) batı kıyılarına (Mordoğan ve Kösedere çevreleri) yaslanmış (Göktaş, 2016a). Foça Yarımadası'nda, Foça tüfü piroklastikleri ile yanal ilişkili oldukları Akay ve Erdoğan (2001) tarafından gösterilen riyolit sokulumlarının radyometrik yaşları ( $16,1-16,6$  My: Altunkaynak vd., 2010;  $16,0$  My: Göktaş, 2016a), olası kaldera çökmesinin erken Miyosen sonlarında oluştuğunu gösterir.





**Şekil 5.a)** Foça tüfü ignimbritlerinin genel görünümü, **b)** İgnimbritler içinde yer alan türdeş volkanoklastlar (R: Riyolit, P: Pomza). Ölçek 10 cm.

**Figure 5.a)** General view of Foça tuff ignimbrites, **b)** Cognate volcanoclasts inside ignimbrites (R: Rhyolite, P: Pumice). Scale 10 cm.



**Şekil 6.** Derince üyesinin tip kesiti.

**Figure 6.** Type section of Derince member.



Çandarlı kuzeyindeki eşleniklerine “dasitik tüfler” tanımıyla ilk kez Öngür (1972) tarafından değinilen Foça tüfü, “Demirtaş felsik piroklastikleri” (Ejima vd., 1987) ve Menemen-Aliğa çevrelerinde tanımlanan “Aliğa piroklastikleri”nin (Eşder vd., 1991) karşılığıdır. Akay (2000) ile Akay ve Erdoğan (2001, 2004), Foça Yarımadası’ndaki riyolitik piroklastikleri “Foça volkanitleri” kapsamında incelemişlerdir.

### Derinedere üyesi

Foça tüfü içinde aradüzey olarak yer alan epiklastik çakıltaşı-çakıllı kumtaşı ardışık istif Derinedere üyesi adı altında incelenmiştir (Şekil 3, 4 ve 6). Tortul istif, ilk kez Kaya (1979) tarafından “Mordoğan üyesi” olarak tanıtılmıştır.

Çakıltaşları çoğunlukla kanal dolgusu fasiyesindedir ve tabanları aşındırmalıdır. İri çakıl ve bloklardan oluşan kaba bileşenler, baskın olarak Kocadağ volkanitlerinin epiklastiklerinden (lahar gibi yeniden işlenmiş volkanoklastikler) türemiştir. İri lav çakıllarının yuvarlaklığı, türedikleri çökel fasiyeslerinden kalıtsaldır. Neojen öncesi temel kaya çakılları az orandadır. Kumlu çamurtaşı aradüzeyleri masif ve kötü boylanmıştır. Çakıllı kumtaşları, masif ya da çapraz katmanlıdır (Şekil 6). Örgülü akarsu egemen alüvyon yelpazesi çökelimini yansıtan tortul istif, Foça tufünü üreten volkanizmanın inaktif döneminde çökelmiştir ve bu bağlamda, ignimbirit akıntılarının başlıca iki evrede bölgeye yerleştiğini belgeleyen bir referans düzeyi konumundadır.

Derinedere üyesi, Uzun Ada’da aynı stratigrafik pozisyonda tanımlanan Değirmen-tepe üyesinin (Göktaş, 2016a) eşdeğeri-dur. Foça Yarımadası’nda, Foça tüfü içinde Kaya (1979) tarafından “Güllüpnar üyesi” adıyla tanımlanan volkanoklastik akarsu çökelleri, benzer çökelme ortamı ve stratigrafik konum açısından Derinedere üyesi ile korelasyonu düşündürür.

### Hisarcık Formasyonu

Karaburun Yarımadası’nın kuzey-kuzeydoğu kesimlerinde tipik yüzlekleri bulunan Hisarcık formasyonu (Göktaş, 2014a ve b), Foça Çöküntüsü’nün batı kenarındaki egemen gölsel orta Miyosen tortullaşmasını temsil eder (Formasyonun yaşına ilişkin öngörüler 5. bölümde irdelenmiştir). *Kösedere* üyesi, birimin havza kenarı alüviyal çökellerini kapsar. Yanal-düşey geçiş ilişkisiyle üste gelen, yeşil renkli çamurtaşı egemen istifi *Karabağları* üyesi ve Mordoğan alt havzasında onun yanal eşdeğeri kabul edilen çamurtaşı-kumtaşı ardışık istifi *Ardıç* üyesi adları altında incelenmiştir. Aynı stratigrafik pozisyonda buldukları öngörülen bu iki astbirim, farklı çökelme koşullarını yansıtan kayatürü bileşimleri nedeniyle ayrı başlıklar altında ele alınmışlardır. *Karabağları* ve *Ardıç* üyeleri üzerine uyumlu-geçişli gelen *Mordoğan kireçtaşı* üyesi, Hisarcık gölsel çökelinin son dönemini yansıtır (Şekil 3).

### Kösedere üyesi

Kösedere alt havzasında yüzeyleyen Kösedere üyesi, orta Miyosen döneminin havza kenarı alüviyal tortullaşmasını yansıtır. Bu çalışmada tanımlanan astbirimin adı, Kösedere köyünden alınmıştır. Tortul istif, kuzey-güney uzanımlı ve doğu yönünde çökerek Kösedere havzasını belirleyen reaktif normal fayların önünde, Kösedere ile Karaağaçpınarı köyleri arasında yayılım gösterir (Şekil 4).

Fay dikliği önünde depolanan yakınsak çökeller, bloklı iri çakıltaşı litofasiyesinin simgelediği çok katlı moloz akması düzeylerinden oluşur. Örgütlenmemiş (disorganised) çok kalın düzeylerden oluşan iri çakıltaşları, yüksek kaba gereç konsantrasyonlu ve matriks (boylanmamış kaba-çok kaba taneli kumtaşı) desteklidir. Kısa mesafeden taşınmayı ve hızlı depolanmayı yansıtan bu litofasiyesinin başlıca bileşenleri, Camiboğazı formasyonunun karbonat kayaları ile Karaburun volkanitlerinin siyah renkli kompakt andezit

lavları ve kızıl- bordo renkli sıçratma lavlarından türemiştir. Bir metreyi aşkın büyüklükte olabilen blokların tümü küt köşeli ya da yarı yuvarlaktır. Tortul istifin, üst bölümlerindeki çamur akması düzeyleri arasına gölssel kireçtaşı arakatmanları girer. Az belirgin orta katmanlı bu kireçtaşlarında, kum ile çakılcık büyüklük sınırları arasındaki ekstraklastlar yaygın, küçük çakıl içerikleri kıt olarak bulunur. Kösedere alüviyal istifinin havza kenarındaki yakınsak kesimlerinde gözlenen Mordoğan kireçtaşı ara katkıları, alüviyal ve gölssel çökeller arasındaki yanal ilişkinin zaman aşmalı sürekliliğini belgeler. Kösedere üyesinin yansıttığı fan delta çökeli, Karabağları üyesi ve Mordoğan kireçtaşının simgelediği gölssel tortullaşmaya başından sonuna dek eşlik etmiştir. Kösedere üyesi, havza sınır fay(lar)ının yol verdiği Karaburun volkanitlerinin ikinci evresine ait andezit lavlarını uyumsuzlukla üzerler ya da aynı fayların belirlediği dokanaklarla Camiboğazi formasyonuna yaslanır. Karaağaçpınarı çevresinde ve Kösedere batısında yüzeyleyen Kösedere istifi içinde, beyazımsı açık gri renkli Foça tüfü aradüzeyleri gözlenir.

### **Karabağları üyesi**

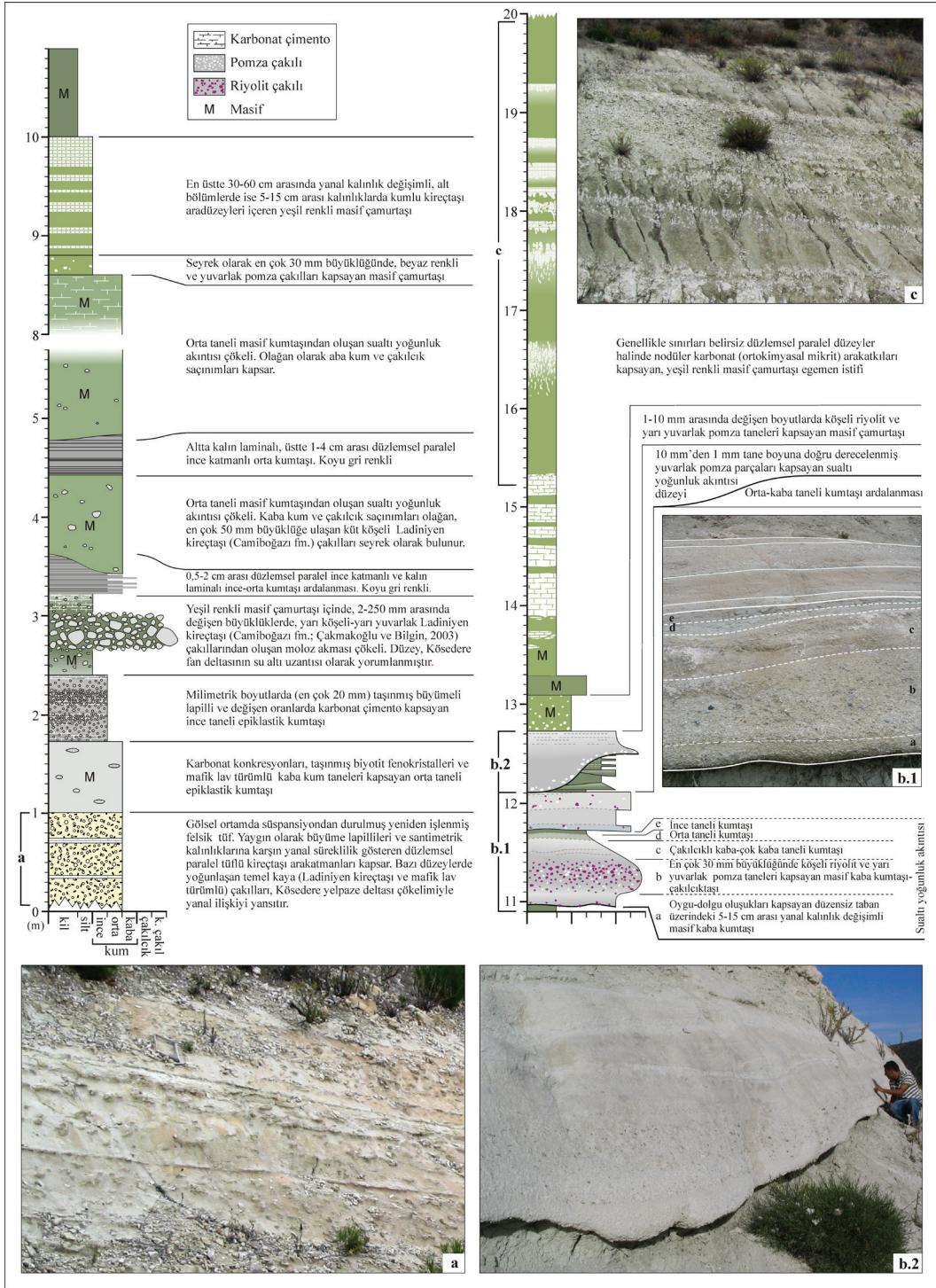
Karabağları üyesi (Göktaş, 2014a), kireçtaşı ve kumtaşı ara katmanları kapsayan, özgül olarak yeşil renkli çamurtaşlarından oluşur. Astbirim, ilk kez Kaya (1979) tarafından “Karaburun formasyonu” adıyla tanımlanmıştır. Karabağları üyesi, özellikle Kösedere alt havzasında yaygınlaşan heyelanlar nedeniyle inceleme alanında kısıtlı yüzlek verir (Şekil 4). İstifin yaklaşık kalınlığı 75-100 m arasındadır.

Eğlenhoca-Karaağaçpınarı yol yarmasında yüzeyleyen Karabağları üyesi, Foça tüfü üzerinde çökelmiş çamurtaşı egemen bir istifle simgelenir (Şekil 7). Yeniden işlenerek su altında çökelmiş felsik tuf düzeyi ile başlayan (Şekil 7a) istifin alt bölümünde orta-kaba taneli kumtaşları baskındır. Desimetrik kalınlıklardaki kumtaşı düzeyleri,

yeşil ya da gri renkli, genellikle masif ve değişen oranlarda karbonat çimentoludur. Katman tabanlarında oygu-dolgu yapıları gelişmiştir (Şekil 7b1 ve b2). En çok 5 cm büyüklüğündeki karbonat kaya ekstraklastlarını ya da yuvarlak pomza çakıllarını (en çok 3 cm) düzensiz saçınımlar olarak kapsayan kumtaşları genellikle masiftir. Bu kumtaşlarının, Foça tüfü ignimbiritlerinden aktarılmış olan başlıca bileşenleri, kül tuf, yarı yuvarlak pomza, köşeli-küt köşeli riyolit (en çok 4 cm) parçaları ve taşınmış büyümeli lapilliler (en çok 2 cm) ile seyrek biyotit kristallerinden oluşur. İnce-orta taneli kumtaşı araldanmasından oluşan koyu gri renkli ve 30-40 cm kalınlığındaki aradüzeyler, 0,5-4 cm arası düzlemsel paralel ince katmanlı-laminalıdır. İstifin alt bölümünde gözlenen 40 cm kalınlığındaki boylanmamış çakıltaşının büyüklükleri 0,2-25 cm arasında değişen monolitik bileşenleri, Camiboğazi formasyonunun karbonat kayalarından türemiştir. Çakıltaşı, yeşil renkli ve kötü boylanmış çamurtaşının oluşturduğu ara geç desteklidir.

Mikritik dokulu ya da kumlu kireçtaşları, masif çamurtaşı istifi içinde çoğunlukla ara düzey olarak yer alır. Sınırları düzensiz nodüler karbonat düzeyleri olağandır. Beyazımsı açık gri renkli olan bu düzeyler düzlemsel paralel konumludur (Şekil 7c). İstifin üst bölümlerine doğru, 1 metreyi aşkın kalınlıklarda tekil ara katmanlar şeklinde bulunan tatlı su algli silisifiye kireçtaşı aradüzeyleri ortaya çıkar. Açık bej renkli, mikritik dokulu ve fenestral boşluklu olan bu kireçtaşları laminalı stromatolitler tarafından oluşturulmuştur (Şekil 8).

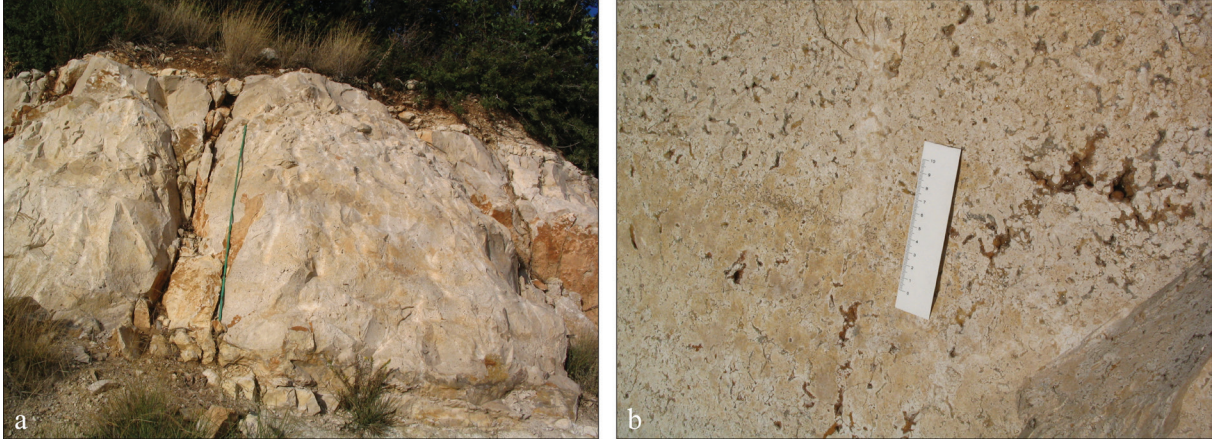
Karabağları üyesi, inceleme alanında Foça tüfünü uyumsuzlukla üzerler. Havza kenarı eşlenikleri olarak değerlendirilen Kösedere ve Ardıç üyeleri ile ilişki, alttan üste yanal girik kabul edilmiştir. Astbirim, Ardıç üyesi ile dokanaklı değildir. Foça tüfü üzerinde uyumsuzlukla yer alan ve Mordoğan kireçtaşı ile uyumlu-geçişli olarak örtülen bu iki birimin aynı stratigrafik pozisyonda buldukları gözetilerek yanal eşdeğer oldukları öngörülmüştür.



Şekil 7. Karabağları üyesinin alt bölümünü yansıtan ölçülü stratigrafik kesiti (Kösedere havzası, Karaağaçpınarı yol yarması).

Figure 7. Measured stratigraphic section reflecting the lower part of the Karabağları member (Kösedere basin, Karaağaçpınarı road cut).





**Şekil 8.a)** Karabağları üyesi içindeki algli kireçtaşı aradüzeylerinden biri (Ölçek 1 metre). **b)** Fenestral boşlukların yakından görünüşü (Ölçek 10 cm).

**Figure 8.a)** One of the algal limestone intercalations in the Karabağları member (Scale 1 meter), **b)** Close view of the fenestraes (Scale 10 cm).

Havza kenarı yakınlarında çökelen istifin alt bölümlerinde, başlıca bileşenleri Foça tüfü ignimbiritlerinden türemiş sualtı yoğunluk akıntılarını simgeleyen türbiditik kumtaşı düzeyleri yer alır. Çoğunlukla Camiboğazi formasyonundan aktarılmış karbonat kaya ekstraklastları kapsayan boylanmamış çakıltası ve masif kumtaşı aradüzeyleri, Kösedere fan deltasından türeyen kütle akıntılarının sualtı uzantılarıdır. Şekil 7c'de gösterilen düzlemsel paralel konumlu nodüler karbonat tortullaşması, göl düzeyinin ani yükselişi ve/veya göl tabanının ani çökmesiyle ilişkilendirilebilir (Alonso-Zarza, 2003). Yeşil renkli istifin çökeltme ortamıyla ilgili olarak, inceleme alanı kuzeyinde Göktaş (2014b) tarafından tanıtılan sedimanter kayıtlar (dalga ripılları, tırmanan ripıllar, akıntı çapraz katman setleri, seyrek HCS-SCS yapıları), normal dalga tabanı üzerinde gelişen gölsey kıyı yüzü çökelişini yansıtır.

### Ardıç üyesi

Kumtaşlarıyla başlayan Ardıç üyesi (Kaya vd., 2003), esas olarak kumlu çamurtaşı egemen istifinden oluşur. Mordoğan alt havzasında,

Mordoğan beldesi çevresinde yüzeyleyen Ardıç istifinin tip lokalitesi olan Ayıbalığı Mevkii'ndeki kalınlığı yaklaşık 20 metredir. Foça tüfü üzerinde uyumsuzlukla yer alan tortul istif, 1) yüksek dokusal olgunluktaki orta- kaba taneli kumtaşlarıyla başlar ve 2) kumlu çamurtaşı egemen istifıyla devam eder (Şekil 9).

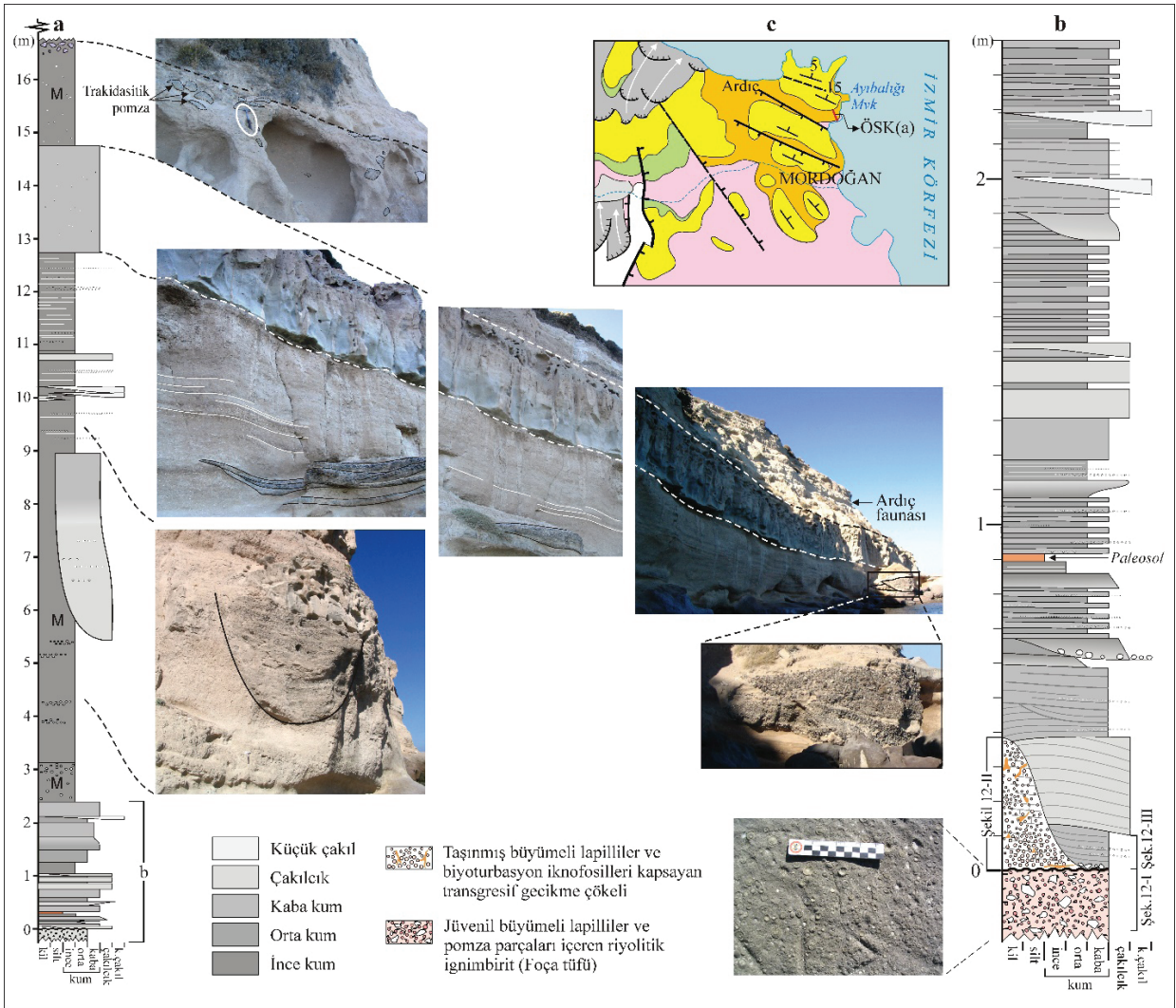
1) Orta-kaba taneli kumtaşı istifi, ölçüldüğü kesitte yaklaşık 250 cm kalınlığındadır ve başlıca iki litofasiyesten oluşur (Şekil 10). İstifin tabanında, en çok 45 cm kalınlığında ve yanal süreksiz epiklastik kumtaşı düzeyi yer alır. Katman tabanı düzensiz/aşındırılmalıdır ve yersel olarak oygu-dolgu yapıları kapsar. Beyaz renkli, masif ve karbonat çimentolu olan kaba taneli kumtaşının başlıca bileşenleri, alta bulunan Foça tufünden türemiştir. Taşınmış büyümlü lapillilerin düşey tane boyu dağılımında, az gelişmiş normal derecelenme gözlenir. Biyoturbasyon izleri olarak yorumlanan pembemsi kahverenkli ve düzensiz şekilli çamurtaşı dolguları olağandır. Yanal yönde aşındırılarak eksiltilmiş olan bu düzeyin üzerine, yüksek dokusal olgunluktaki orta ve kaba taneli kumtaşı ardışık istifi gelir. Kaba taneli kumtaşı setlerinin tabanında genellikle çakılcık (granüle) ve seyrek olarak küçük çakıl dizilimleri bulunur.

11) Kumtaşı litofasiyesi üzerine gelen soluk kırmızımsı kahverenkli çamurtaşı-kumtaşı ardışık istif, izlendiği kadarıyla az çok yanal sürekli ve santimetrik-desimetrik kalınlıklarda düzlemsel paralel katmanlardan oluşur. Kil, silt ve kum boyutlarındaki gercin değişen oranlarda karışımından oluşan çamurtaşı litofasiyesi, genellikle kötü boylanmış, içyapısız ve biyoturbasyonludur. Volkanik kökenli kaba-çok kaba kum ve çakılcık içerikleri çoğunlukla düzensiz dağılımlıdır. Dizilim oluşturan küçük çakıl ve çakılcıklara seyrek olarak rastlanır. Kumlu çamurtaşı istifinin alt bölümlerinde, aşındırılmalı tabanlı ve teknesel çapraz katmanlı seyrek mercerler ve yaygılar olarak gözlenen çakıltaşları, baskın olarak andezit çakıllarından oluşur. Çakıllar yuvarlak-yarı yuvarlak şekillidir ve boyutları 'küçük çakıl' büyüklük sınırları içinde değişim gösterir. İstifin üst bölümünde, yaklaşık 4 m kalınlığında yanal sürekli bir düzey olarak bulunan kaba taneli kumtaşı düzeyi, az belirgin yatay katmanlanmasına karşılık, biyoturbasyon etkinlikleri nedeniyle masif görünümlüdür. Bu düzeyin üzerinde yer alan tafonileşmiş masif çamurtaşının en üst kesimlerinde, amorf pomza parçaları bulunur. Pomzalar, mavimsi koyu gri renkli ve santimetrik-desimetrik büyüklüklerde (Şekil 9).

Dinga Burnu'nun ~300 metre güneyindeki deniz kıyısında, Foça tüfü üzerinde uyumsuzlukla çökelen Ardıç üyesinin tabanı yüzeyler (Şekil 11a). İstif, yeniden işlenmiş felsik tuf düzeyi (Şekil 11a-2a) üzerinde çift yönde gelişmiş düşük açılı düzlemsel çapraz katman setlerinden oluşan birkaç metre kalınlığındaki kaba taneli kumtaşlarıyla başlar (Şekil 11b). Kaba taneli kumtaşı yüksek dokusal olgunluktadır; iyi boylanmış, tane destekli paketlenmiş ve iyi yıkanmış olduğundan ilksel gözeneklilik korunmuştur. Bu düzeyin içinde, SH (Stacked Hemispheroid) ve LLH-SH (Lateral Linked Hemispheroid-Stacked Hemispheroid) morfotipli stromatolitler (Logan vd., 1964) yanında, algal onkoid (sferoidal stromatolite) cepleri de yer alır (Şekil 11b ve c).

Tortul istif, Foça tüfünü oluşturan ignimbiritlerin yerleşimini izleyerek gelişen orta Miyosen gösel transgresyonunun kumsal çökelleriyle başlar. İstifin tabanında yer alan, birkaç metre kalınlığındaki kaba taneli kumtaşı litofasiyesinin sedimanter özellikleri (dalga yıkama- geri yıkama zonuna özgü düşük açılı ve iki yönlü düzlemsel çapraz katmanlanma, ilksel gözenekliliğin korunduğu tane destekli doku, iyi boylanma ve dalga etkinliğiyle oluşan sferoidal stromatolitlerin varlığı), kumsal (beach face) çökeliğini yansıtır (Şekil 11). Kumsal istifinin tabanında, transgresif aşınma yüzeyi üzerinde çökelmiş epiklastik gecikme çökeli bulunur. Foça tüfü ignimbiritlerinin yeniden işlenmesiyle çökelmiş karbonat çimentolu gecikme çökeli içinde, taşınmış büyümeli lapilliler ve biyoturbasyon iz fosilleri izlenir (Şekil 10b).

Kumsal istif üzerinde yer alan açık kahverenkli çamurtaşı-kumtaşı ardışık istifinin çamur düzlüğünde çökeldiği yorumlanmıştır. İstifin alt bölümünde yer alan ve başlıca bileşenlerini andezit çakıllarının oluşturduğu çakıltaşı arakatkıları, paleocoğrafik beslenme alanlarını Kocadağ-Uzun Ada ekseninde yayılım gösteren Kocadağ volkanitlerinin oluşturduğu alüvyon yelpazelerini ya da kıyı gerisinde akaçlanmış akarsuları düşündürür. Günümüzde bütünüyle aşınmış ya da İzmir Körfezi'nin suları altında kalmış olan bu sistemlerin, Ardıç üyesi içinde izlenen kazıma kanalları korunabilmiştir. İstifin üst bölümünde izlenen ve kumsal çökeli olarak yorumlanan 4 m kalınlığındaki kumtaşı düzeyinin kumsal ilerlemesine işaret ettiği yorumlanmıştır. İstifin en üst bölümündeki masif çamurtaşı düzeyi içinde yer alan pomza parçalarının trakidasit bileşimli olduğu gösterilmiştir (Şekil 4c). Bu pomzaların, Urla havzasındaki Urla grubu (Göktaş, 2011, 2016a) tortullaşmasıyla yanal ilişkili asidik volkanizmanın ("Menteş trakiti": Kaya, 1981; "Menteş volkanitleri": Göktaş, 2011; 2016a) ürünü oldukları, göl içinde dalgalar ve/veya akıntılarla taşınarak Ardıç üyesi çökeline katıldıkları değerlendirilmiştir.



**Şekil 9.a)** Ardıç üyesinin ölçülü stratigrafi kesiti (Ayıbalığı Mevkii). **b)** İstifin tabanındaki kumsal çökellerinin ölçülü stratigrafi kesiti. **c)** Yer bulduru haritası. Çekiç boyu 33 cm. Santimetrik ölçek 10 cm.

**Figure 9.a)** Measured stratigraphic section of the Ardıç member (Ayıbalığı location), **b)** Measured stratigraphic section of the beach deposits at the bottom of the succession, **c)** Location map. Hammer is 33 cm. The centimetric scale is 10 cm.

Yalnızca Mordoğan alt havzasında yayılımı bulunan Ardıç üyesinin, bu çalışmada yanal eşdeğeri kabul edilen Karabağları üyesi ile dokanağı bulunmaz. Foça tüfü üzerinde uyumsuzlukla yer alan ve Mordoğan kireçtaşı tarafından uyumlu-geçişli olarak örtülen her iki astbirim aynı stratigrafik konumdadır (Şekil 3).

### Mordoğan kireçtaşı üyesi

Bu çalışmada tanımlanan Mordoğan kireçtaşı, görsel karbonat kayaları ile simgelenir. Birimin adı Mordoğan beldesinden alınmıştır.

Tortul istif, genellikle kalın-çok kalın, yersel ince-orta düzgün katmanlı kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşından oluşur. Alt düzeylerde, bölümsel

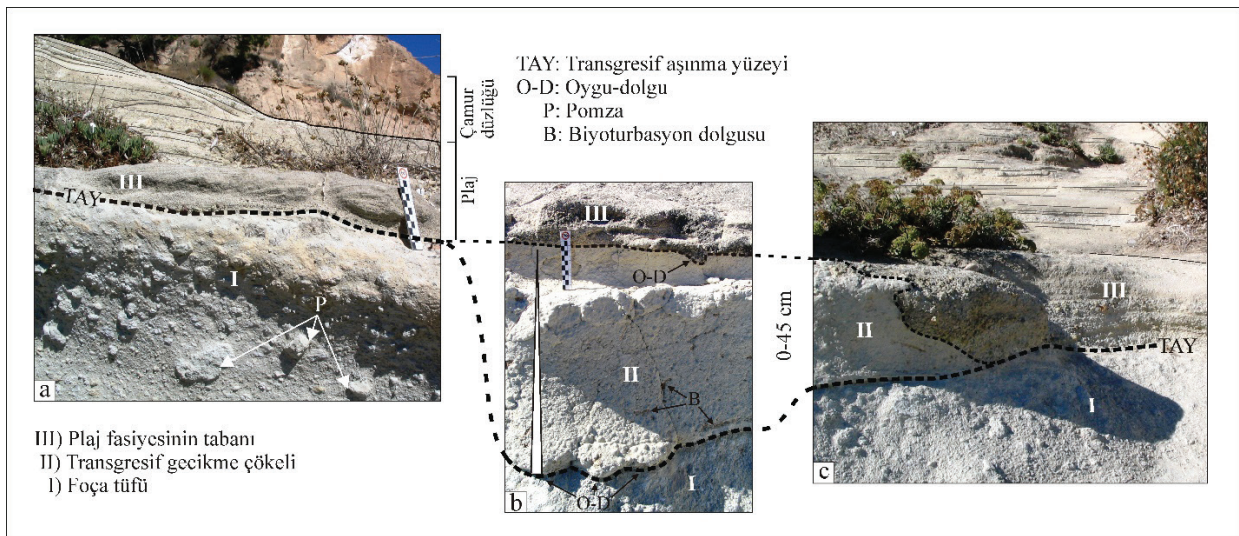


silisleşmiş katmanlar ve yeşil renkli kilaşı ara düzeyleri yer alır. Genellikle tatlı su algleri içeren kireçtaşı, mikritik dokulu ve çok serttir. Ayrışma yüzeyi beyazımsı, taze kaya açık/koyu bej ya da açık gri renklidir.

Mordoğan kireçtaşının altında bulunan Karabağları üyesi ve yanal eşdeğeri kabul edilen Ardıç üyesi ile dokanakları dar bir aralıkta geçişlidir. Mordoğan güneyinde, Ardıç üyesini çökellerini yanal olarak aşan kireçtaşlarının Foça tufüne uyumsuzlukla yaslandığı gözlenir (Şekil 4). Bu aşmalı kireçtaşı düzeylerinin özellikle taban kesimlerinde, kum ve çakılçık boyutlarında ekstraklastlar ile santimetrik çört

bantları bulunur. Genelleştirilmiş stratigrafide üstte yer alan geç Miyosen yaşlı Esendere grubu istifiyle dokanak ilişkisi normal fayların yarattığı gömülme nedeniyle gözlenmez. Buna karşılık, Göktaş (2020)'ın Çeşme Yarımadası'ndaki korelan çökellere yönelik değerlendirmelerine dayanılarak, Mordoğan kireçtaşının Saip formasyonunun alüviyal çökelleri tarafından açılı uyumsuzlukla üstlendiği kabul edilmiştir.

İnceleme alanında yaş verisi içermeyen Mordoğan kireçtaşının, geç orta Miyosen-erken geç Miyosen aralığında çökeldiği öngörülmüştür. Destekleyici veriler "Hisarcık Formasyonu'nun Stratigrafik Konumu" bölümünde sunulmuştur.



**Şekil 10.** Ardıç üyesinin transgresif tabanı. Uyumsuzluk düzlemi üzerinde çökelen ve tabanında Foça tufünden türemiş gecikme çakılları bulunan kumsal fasiyesinin ilk çapraz katman seti (III), taşınmış büyümeli lapilliler ve biyoturbasyon dolguları kapsayan gecikme çökeli (II) dalga etkisi ile (?) aşındırmış ve doğrudan Foça tufü (I) üzerinde çökmüştür (b, c). Kumsal fasiyesinin düşük açılı düzlemsel çapraz katmanlanması, eski kıyı şeridine dik kesitte belirginleşir (a), paralel kesitte ise daha çok düzlemsel paralel katmanlanma gözlenir (c). Santimetrik ölçek 10 cm.

**Figure 10.** Ardıç member's transgressive base. The first cross-bedded set (III) of the beach facies deposited on the unconformity and with lag pebbles derived from Foça tuff at its base, eroded the lag deposits (II) that contains accretionary lapillis and bioturbation fills, by wave effect (?) and was deposited directly on the Foça tuff (b, c). Low-angle planar cross-bedding of the beach facies becomes evident in the vertical section to the old coastline (a), whereas in the parallel section, more planar parallel bedding is observed (c). Scale is 10 cm.



**Şekil 11.a)** Dinga Burnu güneyinde yüzeyleyen Hisarcık gölsel çökellerinin istiflenme düzeni, 1) Foça tüfü, 2) Ardıç üyesi: 2a) Transgresif gecikme çökeli, 2b) Kumsal çökelleri, 2c) Çamurtaşı-kumtaşı topluluğu, 3) Mordoğan kireçtaşı üyesi. **b)** Kumsal çökellerinde çift yönlü düzlemsel çapraz katmanlanma ve sferoidal stromatolit cepleri. **c)** Kumsal çökelleri içinde gelişen SH morfortipli stromatolitlerin yanıl birleşimiyle oluşmuş bir stromatolitik bağlamtaşı (boundstone) kütləsi. **d)** Kumsal çökelleri içinde bir ağaç gövdesini kuşatmış stromatolitik sarımlar (Çekiç boyu 33 cm).

**Figure 11.a)** The stratigraphy of Hisarcık lacustrine deposits that outcrop south of Cape Dinga: 1) Foça tuff, 2) Ardıç member: 2a) transgressive lag deposit, 2b) beach deposits, 2c) mudstone-sandstone assemblage, 3) Mordoğan limestone member, **b)** Beach intercalation deposits with bidirectional planar cross-bedding and spheroidal stromatolite pockets, **c)** A stromatolitic boundstone mass formed by the lateral combination of SH morphotype stromatolites developed in beach deposits, **d)** Stromatolitic coils surrounding a tree trunk (hammer is 33 cm).

### Esendere Grubu

Altta ve üstten uyumsuzluk düzlemleriyle sınırlandırıldığı gözetilerek grup aşamasında değerlendirilen Üst Miyosen tortul istifi, altta alüvyon yelpazesi çökelleri (Saip formasyonu) ve üstte sığ gölsel karbonat kayalarından (Çukurcak

kireçtaşı) oluşur. İki istif arasında, yanıl- düşey geçiş ilişkisiyle çamur düzlüğü çökelleri (Boyabağ formasyonu) yer alır (Göktaş, 2014b). İnceleme alanı kuzeyinde yüzeyleyen Esendere grubu çökelleri, altta çamurtaşları ve üstte kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarından oluşur (Şekil 3).



Çamurtaş egemen istif içinde bulunan geç Vallesiyen-erken Turoliyen memelileri (Kaya vd., 2005), MN10-11 zonları arasında dağılım gösterir (Şekil 3). Karaburun Yükseltisi ve Foça Çöküntüsü genelinde Esendere grubunun üst yaş sınırına ilişkin zaman verisi bulunmaz. Esendere grubuyla stratigrafik olarak karşılaştırılabilen çökel toplulukları, Manisa havzasında ve Sisam Adası'nda gösterilmiştir. Manisa havzasındaki Halitpaşa çevresinde, Esendere grubuna korelan çökellerde bulunan MN11-14 memeli fosilleri, çökelim sürecinin günümüzden 5 My öncesine kadar devam etmiş olabileceğini gösterir (Kaya vd., 2004). Sisam Adası'nın Mytilini havzasında, Saip formasyonunun eşdeğeri olan Mytilini formasyonu Turoliyen memelileri (MN11-13) kapsar. Mytilini formasyonunun üzerine gelen gölssel Kokkarion formasyonu Çukurcak kireçtaşının karşılığıdır. Bu iki birimin, Turoliyen-erken Russiniyen? aralığında çökeldiği öngörülmüştür (Koufos vd., 2009; Konidaris ve Koufos, 2013).

### Hisarcık Formasyonu'nun Stratigrafik Konumu

İnceleme alanındaki Ardıç üyesinde Kaya vd. (2003) tarafından tanımlanan "Ardıç (büyük memeli) faunası", Hisarcık formasyonunun Neojen stratigrafisindeki yerini açıklayan en önemli biyokronolojik veridir. Bunun dışındaki veriler görecelidir ve stratigrafik korelasyonlara dayanır.

- Karaburun Yarımadası kuzeyindeki Yeniliman yakınlarında, Hisarcık formasyonunun çökelim kesikliği olmaksızın üzerlediği Aktepe üyesi (Göktaş, 2014a) içinde bulunan küçük memeli faunasının ön çalışması sonucunda tanımlanan *Cricetodon aliveriensis*, *Democricetodon gracilis* ve *Megacricetodon primitivus* taksonları MN4 biyozonunu (16,4 - 17,2 My) göstermektedir (Peláez-Campomanes, sözlü görüşme 2023) (Çizelge 1). Benzer taksonlar

Kemalpaşa-Torbalı havzasında "Çapak" ve Manisa havzasında "Belenyenice" MN4 lokalitelerinden de bilinir (Bilgin vd., 2021; Göktaş ve Ünay, 2000).

- Kösedere alüviyal çökellerinin uyumsuzlukla üzerlediği ikinci evre Karaburun volkanitlerinden aynı kuşak içinde alınan en genç K/Ar yaşı  $16,0 \pm 0,7$  My'dır (Türkecan vd., 1998) (Göktaş, 2014b).
- İnceleme alanındaki Karabağları ve Ardıç üyelerinin uyumsuzlukla üzerlediği Foça tufünü oluşturan riyolitik piroklastiklerin, çıkış merkezi olan Foça Yarımadası'nda türdeş lav sokulumlarıyla yanal ilişkili oldukları gösterilmiştir (Akay ve Erdoğan, 2001). Bu riyolit lavlarından alınan en genç K/Ar yaşı  $16,0 \pm 0,6$  My'dır (Göktaş, 2016a).
- Kösedere üyesinin Çeşme Yarımadası'ndaki stratigrafik korelanı olan Belentepe üyesi içine sinsedimanter olarak yerleşmiş andezit akıntısından  $14,6 \pm 0,6$  My (K/Ar) yaşı alınmıştır (Göktaş, 2016b).
- Karabağları üyesinin yanal eşdeğeri kabul edilen Ardıç üyesi içinde büyük memeli fosilleri bulunmuş ve ilk paleontolojik çalışmalar 1995-2002 yılları arasında Ege Üniversitesi Tabiat Tarihi Müzesi çalışanları tarafından gerçekleştirilmiştir. Carnivora takımından *Percrocuta miocenica*, *Protictitherium intermedium paraliu*, *Ischyriactis anaticus*; Artiodactyla takımından *Listriodon splendens*, *Hypsodontus pronaticornis*, *Micromeryx*, *Turcocerus*, *Tethyragus*, *Giraffokeryx*; Proboscidea takımından *Protanancus* ve Perissodactyla takımından *Procoelodonta tekkayai* ilk bulgular olarak sunulmuştur (Kaya vd., 2003). Ardıç faunasına, bu çalışma kapsamında gerçekleştirilen öncel sistematik tanımlar sonucunda *Gomphotherium* sp., *Orycteropus* sp. ve *Giraffokeryx anaticum* taksonları eklenmiştir (Çizelge 1; Şekil 12). Yeni ve eski bulguların ışığında Ardıç faunası,



Anadolu Orta Miyosen faunaları arasında zengin koleksiyonları ile bilinen Bursa-Paşalar (MN5/6), Ankara-Kalecik- Çandır (MN6) ve İnönü (Loc.24) (MN5/6) lokaliteleri ile benzer faunal elemanlara sahiptir. Artiodactyla takımından *Hypsodontus* ile Orta Miyosen'in tipik sırtlanı olan *Percrocuta* taksonlarının Paşalar ve Çandır taksonları ile karşılaştırıldığında, Bastl vd. (2020) ve Radoviç vd. (2021) tarafından da değinildiği gibi, daha ilkel karakterler sunduğu bu çalışmada da gözlenmiştir (Çizelge 1). *Protanancus* cinsinin Anadolu'da Çandır dışında kaydı yoktur. Ardıç ve Çandır bulgularına yönelik ilk biyokronolojik öngörüler, *Protanancus* örneklerinin Avrupa ve Avrasya'da MN4-6 biyozonları arasındaki yayılımları ile de uyumludur (Geraads ve Güleç, 2003; Markov ve Vergiev, 2010). Her iki Orta Miyosen faunasından bilinen *Micromeryx*, *Turcocerus* ve *Tethyragus* taksonlarının Ardıç faunasındaki kıtlığı, ekolojik koşulların farklılığı ile açıklanabilir.

- Karabağları üyesinin Çeşme Yarımadası'ndaki stratigrafik eşdeğeri olan Azmakdere üyesinde (Göktaş, 2020) Besenecker (1973) tarafından bulunan büyük memeli fosilleri Kaya vd. (2003)'ne göre MN5 biyozonunu gösterir. Besenecker (1973)'in tanımlandığı "Çiftlikköy faunası" *Sanitherium leobense* (= *S. schlagintweiti*) ve *Gomphotherium* sp. bulgularından oluşmaktadır. *S. schlagintweiti* Yunanistan erken-orta Miyosen'inde Antonios (geç MN4) ve Thymiana (erken MN5) lokalitelerinde kaydedilmiş olup (de Bonis vd., 1997; Koufos 2007), Orta Avrupa'da Leoben (MN5) lokalitesi ile Afrika (Rusinga ve Mfwangano) ve Asya'nın (Plasava) geç erken Miyosen (MN4) lokalitelerinden de bilinmektedir (Thenius, 1956; NOW, 2023). *Gomphotherium* bulgusu, Anadolu'da geç erken-orta Miyosen (MN4-MN8) döneminde

yaygın olup, Çiftlikköy faunasını oluşturan her iki taksonun geç MN4-MN5 aralığında biyostratigrafik yayılım gösterdiği ileri sürülebilir (Çizelge 1).

- Göktaş (2020)'a göre Azmakdere üyesinin Sakız Adası'ndaki eşdeğeri olan Keramaria ünitesinin "Thymiana A-C" büyük memeli faunası da MN5 biyozonuna aittir (de Bonis vd., 1997a,1997b, 1998; Koufos 2007; Koufos vd., 1995; Lehmann ve Tobien, 1995; Tobien, 1980; Paraskevaidis, 1940). Memelileri kapsayan Thymiana kesitinin manyetostratigrafik yorumu 15,2-16,0 My (~15,5 My) arasındadır (Kondopoulou vd., 1993; de Bonis vd., 1998). Ayrıca, bu fosil topluluğunu kapsayan çökellerin hemen üzerinde referans düzeyi olarak zanan riyolitik piroklastiklerden Bellon vd. (1979) tarafından 15,5 My (K/Ar) yaşı alınmıştır (Şekil 13). Thymiana B faunası Carnivora takımından *Lophocyon paraskevaidisi*, Proboscidea takımından *Choerolophodon chioticus* ve Artiodactyla takımından *Georgiomeryx georgialasi*, endemik taksonlarını içermesi bakımından Ardıç faunasından ayrılır. Bunların yanısıra Thymiana B faunası, Proboscidea takımından *Prodeinotherium bavaricum* ve *Gomphotherium angustidens*; Artiodactyla takımından *Hypsodontus gaopense*, *Tethyragus koehler*, *Eotrachus* sp., *Turcoceros gracilis*, *Dorcatherium crassum*, *Euprox furcatus*, *Palaeomeryx eminens*, *Sanitherium schlagintweiti* ve *Bunolistriodon latidens* taksonlarını içerir (de Bonis vd., 1997a,1997b, 1998; Koufos 2007; Koufos vd., 1995; Lehmann ve Tobien, 1995; Tobien, 1980; Paraskevaidis, 1940). Thymiana ve Ardıç faunalarının ortak taksonları sınırlı olup, sadece *Gomphotherium*, *S. schlagintweiti* ile *Tethyragus-Turcoceros* grubu örnekleri ile temsil edilir. Ancak, Anadolu Orta Miyosen'inin tipik faunal elemanları Thymiana'da mevcut değildir. Thymiana

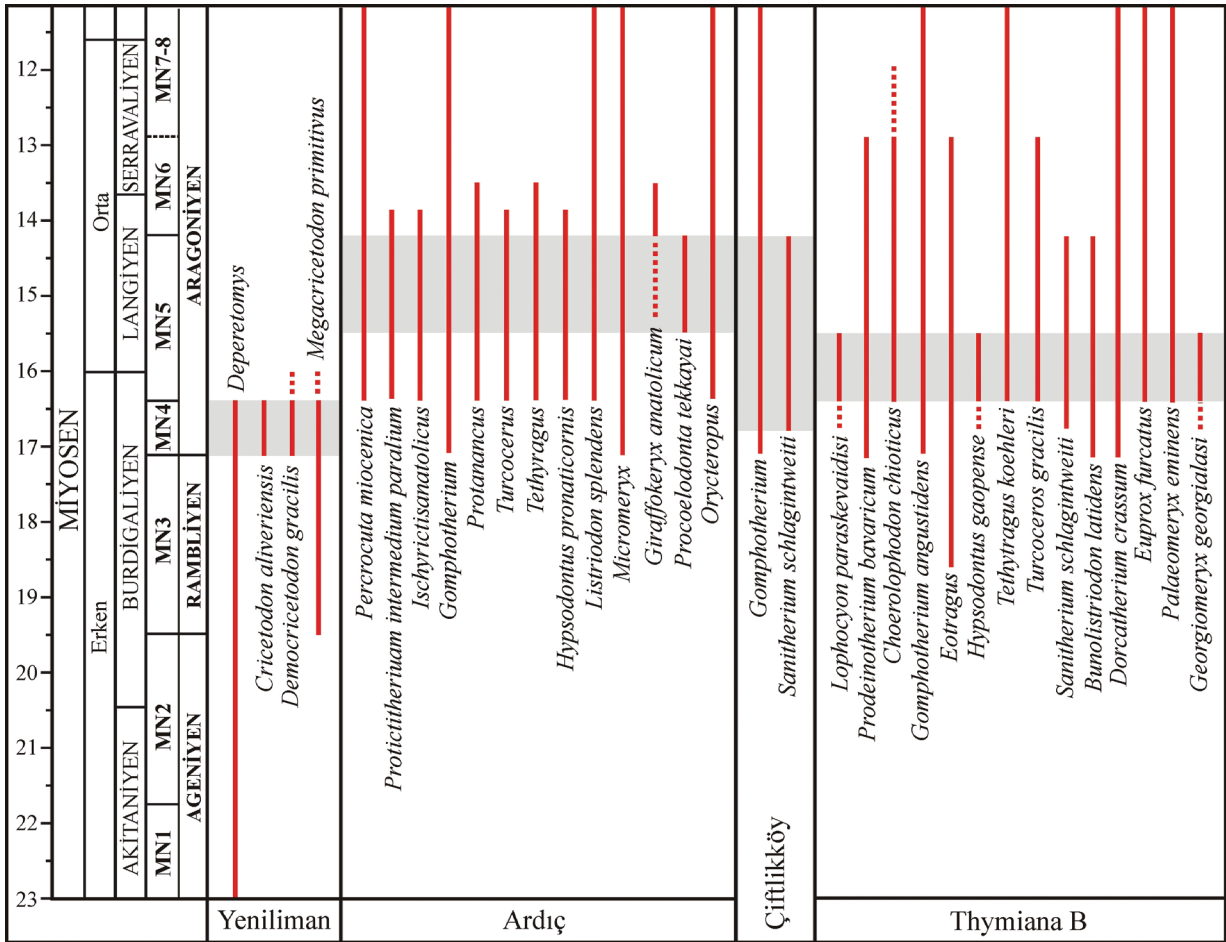
faunasının görece endemik karakterinin dışında, Anadolu erken orta Miyosen faunalarında erken MN6 örneklerinin bulunması, Ardıç ile Thymiana faunaları arasındaki sistematik ayrımın nedeni olabilir (Çizelge 1). Bu durum, aynı zamanda Ardıç faunasının Thyminan'dan daha genç olması değerlendirmesini de doğrulamaktadır (Kaya vd., 2003; NOW, 2023; Çizelge 1).

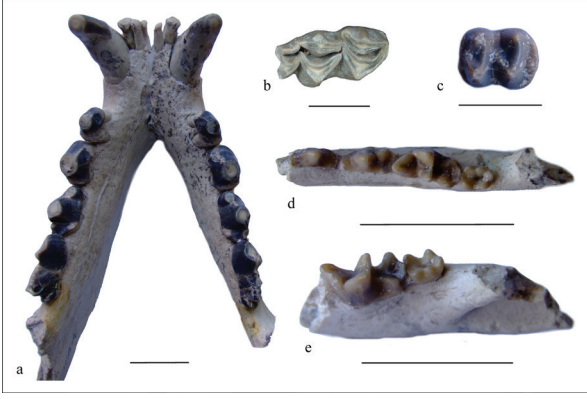
- Çiçek Adaları ve Hekim Adası'nda, Mordoğan kireçtaşına eşdeğer olan Urla kireçtaşının tabanındaki çamur düzlüğü

çökellerine sinedimanter olarak sokulduğu gösterilen “Hekimadası bazaltı” 14,8 My K/Ar yaşlıdır (Göktaş, 2011). Bu sokulumun altında yer alan ve Menteş volkanizmasının sualtı volkanoklastik türevlerinden oluşan “Pırnallıada volkanoklastikleri”, Karabağları üyesi ile aynı stratigrafik pozisyonadadır (Göktaş, 2016a) (Şekil 13). Ardıç büyük memeli faunasının bulunduğu düzeyin hemen altındaki masif çamurtaşı düzeyi içinde yer alan trakidasitik pomzalar, Pırnallıada volkanoklastiklerini oluşturan volkanizmanın ürünleridir (Şekil 4c, Şekil 9).

**Çizelge 1.** Karaburun Yarımadası ve Sakız Adası'nda tanımlanmış geç erken Miyosen (MN4)- Orta Miyosen (MN5) memeli faunalarını oluşturan taksonların biyokronolojik sınırları ve biyostratigrafik korelasyonu.

**Table 1.** Biochronological boundaries and biostratigraphic correlation of the taxa of late early Miocene (MN4)- Middle Miocene (MN5) mammalian faunas from the Karaburun Peninsula and Chios Island.





**Şekil 12.** Ardıç büyük memeli faunasından örnekler: **a)** *Percrocuta miocenica*, alt çene, EUNHM IMA-3; **b)** *Giraffokeryx anatolicum*, alt sağ m3, EUNHM IMA-26; **c)** *Listriodon splendens*, alt sol m1, EUNHM IMA-28; **d-e)** *Protictitherium intermedium paraliium*, EUNHM IMA-42, sağ alt çene, p3-m2; IMA-43, sol alt çene, m1-2. Ölçek: 2 cm.

**Figure 12.** Ardıç large mammal fauna. **a)** *Percrocuta miocenica*, mandible, EUNHM IMA-3; **b)** *Giraffokeryx anatolicum*, lower right m3, EUNHM IMA-26; **c)** *Listriodon splendens*, lower left m1, EUNHM IMA-28; **d-e)** *Protictitherium intermedium paraliium*, EUNHM IMA-42, right mandible, p3-m2; IMA-43, left mandible, m1-2. Scale: 2 cm.

- Hisarcık formasyonun son birimi olan Mordoğan kireçtaşı üyesinin Sakız Adası'ndaki eşdeğeri kabul edilen Nenita ünitesinde Besenecker (1973)'in bulduğu *Megacricetodon cf. similis*, Batı Anadolu'da İzmir-Kemalpaşa-Yukarıkızılcıca (MN7/8) faunasından da bilinmektedir (Rummel, 1998).
- Mordoğan kireçtaşının Foça Çöküntüsü içinde yüzeyleyen korelanları, 11,3 My ile 14,8 My arasında yaşlandırılan bimodal alkali lav sokulumlarıyla kesilir (Borsi vd., 1972; Ercan vd., 1997; Göktaş, 2011; Karacık vd., 2013) (Şekil 14).

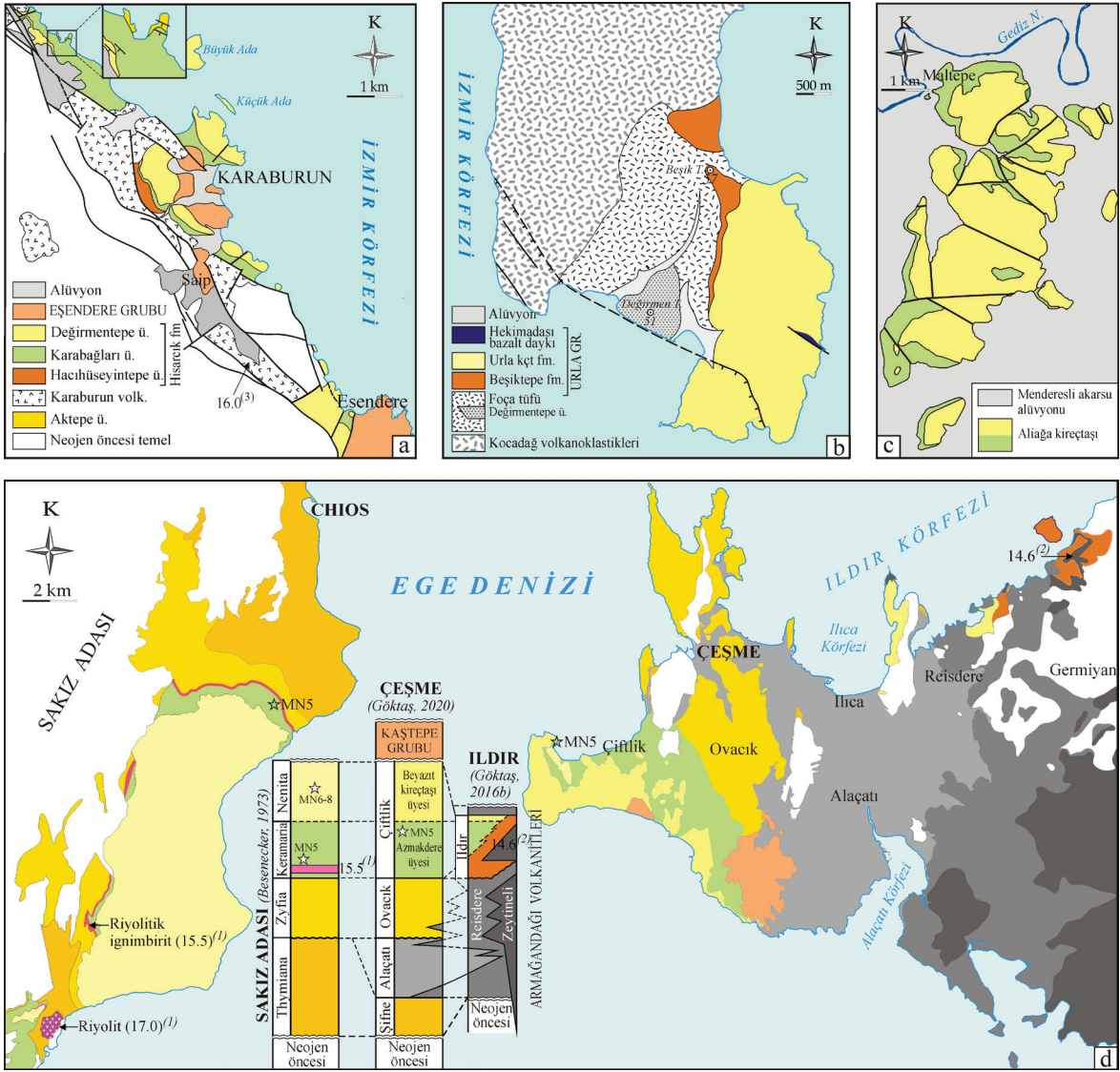
- İnceleme alanında, Karaburun Yarımadası'ndaki geç Miyosen tortullaşmasını temsil eden Esendere grubu çökelleri Hisarcık formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelir (Kaya vd., 2005; Göktaş vd., 2023).

Bu verilere göre, en genç 16,0 My yaşlı kalkalkalen volkanitler (Karaburun volkanitleri ve Foça tufü) ile MN4 küçük memelileri içeren gölsel çökeller üzerinde uyumsuzlukla yer alan ve geç Miyosen istifi tarafından uyumsuzlukla örtülen Hisarcık formasyonunun esas olarak orta Miyosen tortullaşmasını temsil ettiği sonucuna varılmıştır.

### Hisarcık Formasyonu'nun Bölgesel Korelasyonu

Foça Çöküntüsü'nün batı kenarındaki Kösedere ve Mordoğan alt havzalarında yüzeyleyen ve esas olarak gölsel çökellerden oluşan Hisarcık formasyonunun kayatürü özellikleri, Karaburun Yarımadası kuzeyinde Göktaş (2014b) tarafından ayrıntılı tanımlanmıştır (Şekil 13a). Bu yörede, Haseki formasyonunun gölsel kireçtaşları ve ikinci evre Karaburun volkanitleri üzerinde çökelen Hisarcık formasyonu, baskın olarak yeşil renkli çamurtaşı- kumtaşı topluluğundan oluşur (Karabağları üyesi) ve inceleme alanında olduğu gibi karbonat kaya aradüzeyleri içermez. Urla havzasında Kocadağ volkanitleri ve İzmir fişi, Uzun Ada'da ise Foça tufü üzerinde uyumsuzlukla yer alan "Urla grubu" (Göktaş, 2011, 2016a), Hisarcık formasyonunun eşdeğeri (Şekil 13 b). Foça Yarımadası'nda Foça tufü üzerinde çökelmiş olan "Aliğa kireçtaşı" (Kaya, 1979, 1981; Dönmez vd., 1998) ve "Çamdağ kireçtaşı" (Eşder vd., 1991), Hisarcık formasyonu ile denetirilebilir (Şekil 13c). Hisarcık istifi, Çeşme Yarımadası'ndaki "İldır formasyonu"nun (Göktaş, 2016b) stratigrafik eşdeğeri. Göktaş (2020) tarafından İldır formasyonunun açık göl eşdeğeri olarak değerlendirilen "Çiftlik formasyonu", Hisarcık formasyonunun gölsel bölümüyle karşılaştırılabilir (Şekil 14).



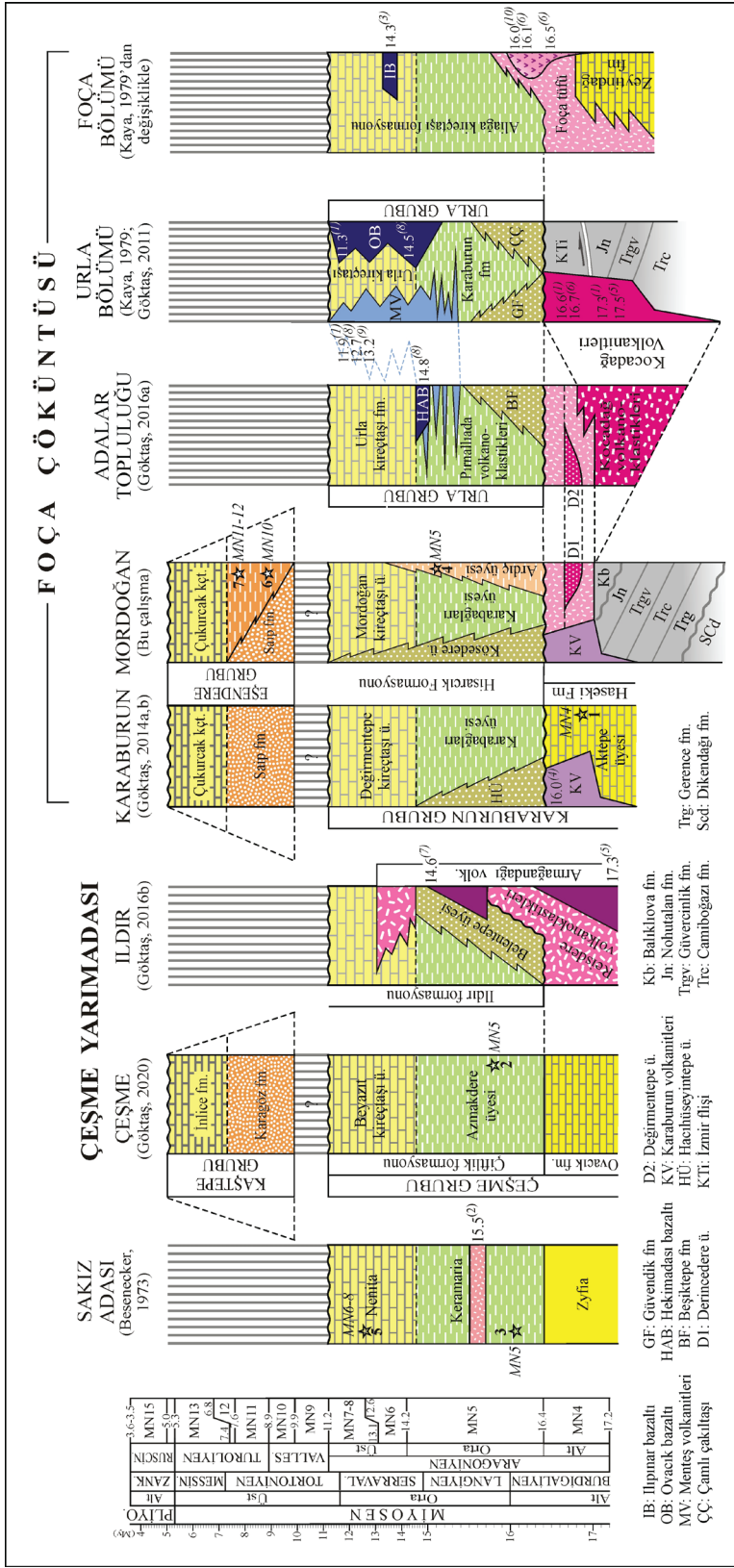


**Şekil 13.** Hisarcık formasyonuna korelan istiflerin bölgesel dağılımı: **a)** Karaburun Yarımadası (Göktaş, 2014 b), **b)** Uzun Ada (Göktaş, 2016 a), **c)** Foça Yarımadası (Dönmez vd., 2014), **d)** Çeşme Yarımadası (Göktaş, 2020), Sakız Adası (Besenecker, 1973). Radyometrik veriler: (1) Bellon vd. (1979), (2) Göktaş (2016 a), (3) Türkecan vd. (1979).

**Figure 13.** Regional distribution of successions correlated to the Hisarcık formation: **a)** Karaburun Peninsula (Göktaş, 2014b), **b)** Uzun Island (Göktaş, 2016a), **c)** Foça Peninsula (Dönmez et al., 2014), **d)** Çeşme Peninsula (Göktaş, 2020), Chios Island (Besenecker, 1973). Radiometric data: 1) Bellon et al. (1979), 2) Göktaş (2016a), 3) Türkecan et al. (1979, 2016b).

Kösedere alt havzasının kenarlarında çökelen Kösedere üyesi, Karaburun Yarımadası kuzeyinde yelpaze deltası istifi olarak tanımlanan “Hacılıseyintepe üyesi”nin (Göktaş, 2014b) stratigrafik ve ortamsal karşılığıdır. Çeşme Yarımadası’nda, Ildır formasyonunun alüvyon

yelpazesi çökellerinden oluşan ve 14.6 My’lık andezit bileşimli lav akıntısıyla sinsedimanter olarak kesilen alüvyal “Beşiktepe üyesi”nin (Göktaş, 2016b) stratigrafik konumu, Kösedere üyesi ile korelasyonu düşündürür.



**Şekil 14.** İnceleme alanında yüzeylenen Miyosen kaya birimlerinin bölgesel korelasyonu. Yıldızla gösterilen memeli verileri: 1) Yeniliman faunası, 2) Çeşme-Batı Burnu faunası (Besenecker, 1973), 3) Thymiana faunası (de Bonis vd., 1998), 4) Ardiç faunası (Kaya vd., 2003; Bu çalışma), 5) *Megacricetodon cf. similis* (Besenecker, 1973), 6) *Hipparion aff. giganteum*, *Hippopotamodon major* (Göktaş vd., 2023), 7: Esendere faunası (Kaya vd., 2005). Radyometrik veriler: (1) Borsi vd. (1972), (2) Bellon vd. (1979), (3) Ercan vd. (1996), (4) Türkcan vd. (1998), (5) Helvacı vd. (2009), (6) Altunkaynak vd. (2010), (7) Göktaş (2010), (8) Göktaş (2011), (9) Karacık vd. (2013), (10) Göktaş (2016).

**Figure 14.** Regional correlation of Miocene rock units outcropping in the study area. Mammal data: 1) Yeniliman fauna, 2) Çeşme-Batı Burnu fauna (Besenecker, 1973), 3) Thymiana fauna (de Bonis et al., 1998), 4) Ardiç fauna (Kaya et al., 2003; This study), 5) *Megacricetodon cf. similis* (Besenecker, 1973), 6) *Hipparion aff. giganteum*, *Hippopotamodon major* (Göktaş et al., 2023), 7) Esendere fauna (Kaya et al., 2005). Radiometric data: (1) Borsi et al. (1972), (2) Bellon et al. (1979), (3) Ercan et al. (1996), (4) Türkcan et al. (1998), (5) Helvacı et al. (2009), (6) Altunkaynak et al. (2010), (7) Göktaş (2010), (8) Göktaş (2011), (9) Karacık et al. (2013), (10) Göktaş (2016).

Kösedere üyesinin Urla havzasının doğu kesimlerindeki karşılığı, alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan “Çamlı çakıltası” (Kaya, 1979) ya da “Çamlı formasyonu”dur (Sümer, 2007; Göktaş, 2011). Urla havzasının batı- kuzeybatı kesimlerinde yüzeyleyen ve sualtı bölümleri “Güvendik üyesi”, suüstü bölümleri “Alibey üyesi” olarak tanımlanan yelpaze deltası çökelleri, Göktaş (2011) tarafından Çamlı formasyonu kapsamında değerlendirmiştir.

Menteş Yarımadası’nda tanımlanan alüviyal “Bozavlu formasyonu” (Sümer vd., 2020), Alibey üyesi ile karşılaştırılabilir. Her iki birimin başlıca kayatürü bileşenleri Kocadağ volkanitlerinden türemiştir. Uzun Ada’da, Foça tufunun ignimbiritleri üzerinde uyumsuzlukla yer alan ve Urla kireçtaşı tarafından örtülen “Beşiktepe formasyonu”nun (Göktaş, 2016a) alüvyon yelpazesi çökelleri, Kösedere üyesi ile aynı stratigrafik pozisyonundadır. Foça Yarımadası’nda yürütülen çalışmalarda Kösedere üyesinin litostratigrafik eşdeğeri olabilecek alüvyon yelpazesi çökelleri bildirilmemiştir (Kaya, 1979, 1981; Eşder vd., 1991; Dönmez vd., 1998; Genç ve Yılmaz, 2000; Altunkaynak ve Yılmaz, 2000).

Hisarcık formasyonu gölssel çökellerinin, Sakız Adası, Karaburun Yükseltisi ve Foça Çöküntüsü’nde olası karşılıkları bulunur (Şekil 13 ve 14). Karabağları üyesi, Çeşme Yarımadası’ndaki “Azmakdere üyesi” ile Sakız Adası’ndaki “Keramaria ünitesi”nin stratigrafik eşdeğeri olarak yorumlanmıştır (Göktaş, 2020). Karaburun ilçe merkezi kuzeyinde yüzeyleyen Karabağları üyesinin ince kırıntılı kıyıyüzü istifi, Aktepe üyesinin gölssel kireçtaşı platformu üzerine keskin ve uyumlu dokanakla gelir (Şekil 13a). Azmakdere üyesi de, “Ovacık formasyonu”nun (Göktaş, 2020) gölssel kireçtaşları üzerinde uyumludur (Şekil 13d). Ovacık kireçtaşı istifinin en üst kesiminde ortaya çıkan Fe konkresyonları ve kömür laminalarının simgelediği kısa süreli bir sığlaşmayı izleyerek Azmakdere üyesinin ince kırıntılı kıyıyüzü istifi çöklemiştir. İki göl istifi

arasındaki uyumlu dokanak ilişkisine karşılık, havzanın hızla derinleşmesini ve tortullaşma enerjisindeki artışı yansıtan litofasiyes değişimi belirgindir. Her iki bölgede, gölssel kireçtaşları ile üstleyen kırıntılı kıyıyüzü istifleri arasında ortamsal süreklilik vardır ve tortullaşma kesikliği yansıtan belirtiler gözlenmez. İzmir Körfezi’ndeki adalar topluluğunda Urla grubunun gölssel bölümü içinde tanımlanan “Pırnallıada volkanoklastikleri” (Göktaş, 2016a) ile Karabağları üyesi, Foça Çöküntüsü’nün farklı bölgelerinde çökelen eşdeğer istiflerdir. Foça Yarımadası’nda, Karabağları üyesinin karşılığı olabilecek ince kırıntılı gölssel çökellerin Maltepe çevresinde yayılımı bulunur (Şekil 13c). Ancak Maltepe dolaylarında yüzeyleyen istif, Karabağları üyesinden farklı olarak, kül döküntüsü fasiyesinde riyoitik tuf aradüzeyleri kapsar. Hisarcık gölssel istifinin üst bölümünü oluşturan Mordoğan kireçtaşı üyesi de, bölgedeki tüm Neojen havzalarında temsil edilir. Karaburun ilçe merkezi çevresinde “Değirmentepe kireçtaşı üyesi” (Göktaş, 2014b), Çeşme Yarımadası’nda “Beyazıt kireçtaşı üyesi” (Göktaş, 2020), Sakız Adası’nda “Nenita ünitesi” ve Urla çöküntüsündeki “Urla kireçtaşı” (Kaya, 1979; Göktaş, 2016a) ile Foça Yarımadası’ndaki “Aliğa kireçtaşı”, Mordoğan kireçtaşının bölgesel korelanları olarak değerlendirilmiştir (Şekil 13).

## SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Kösedere ve Mordoğan alt havzalarında yüzeyleyen en yaşlı Neojen kaya birimlerini, geç erken Miyosen dönemindeki kalkalkalen volkanizmanın ürünleri olan Karaburun volkanitleri kapsamındaki andezit lavları ve Foça tufünü simgeleyen riyoitik ignimbiritler oluşturur. Geniş anlamda (*s.l.*) orta Miyosen yaşlı olduğu kabul edilen Hisarcık formasyonu, bu volkanitler üzerinde uyumsuzlukla çöklemiştir. Yarımadanın kuzeyinde, Hisarcık formasyonunun uyumlu dokanaklarla üzerinde yer aldığı Alt Miyosen yaşlı Haseki formasyonu (Göktaş, 2014a) inceleme



alanında çökelmemiştir. Göktaş (2014b)'ın önerisi doğrultusunda Karaburun volkanizmasının ikinci evresine ait oldukları kabul edilen andezitik lav çıkışlarına, orta Miyosen başında Kösedere alt havzasının açılımını sağlayan normal fayların yol verdiği öngörülmüştür. İnceleme alanında riyolitik ignimbiritlerin simgelediği piroklastikler, çıkış merkezi Foça Yarımadası'nın bulunduğu bölgede olan Foça tufünün distal uzantıları olarak değerlendirilmiştir. Foça tufü içinde yanal süreksiz bir referans düzeyi konumunda bulunan ve piroklastik istifi görel olarak ikiye ayıran alüviyal Derinedere üyesi tanımlanmıştır. Riyolitik volkanizmanın durgunluk döneminde çökelen Derinedere üyesinin stratigrafik pozisyonu, ignimbirit akıntılarının başlıca iki evrede bölgeye yerleştiğini anlatır. Örgülü akarsu egemen alüvyon yelpazesi çökelişini yansıtan istifin başlıca bileşenleri, paleocoğrafik olarak G-GD eksenli yayılım gösteren Kocadağ volkanitlerinden türemiştir.

Kösedere ve Mordoğan alt havzalarının oluşumu ve dolgulanması, orta Miyosen genişlemesinin başlangıcında ilk kez ortaya çıkan ya da reaktif olan K-G gidişli sınır fayları tarafından belirlenmiştir. Karaburun Kuşağı'nın Mesozoyik birimlerini paleotektonik dönemde etkileyen K-G uzanımlı ters fay ya da bindirmelerin bir bölümü normal fay olarak yeniden çalışmış ve Kösedere alt havzasını oluşturmuşlardır (Şekil 2). Bu havzaların açılımla birlikte Karaburun volkanitlerinin yüzeylemesi ve Foça tufünü simgeleyen ignimbiritlerin bölgeye yerleşmesini izleyerek Hisarcık formasyonu çökelişini başlamıştır. Foça Çöküntüsü'nün batı kenarındaki orta Miyosen tortullaşmasını temsil eden Hisarcık formasyonu, ağırlıklı olarak ince kırıntılı gölsel çökellerden oluşur. Gölsel istif, altta yeşil renkli masif çamurtaşlarından oluşan ve türbiditik kumtaşı aradüzeyleri kapsayan Karabağları üyesi ile üstte yer alan Mordoğan kireçtaşı üyesinden yapılıdır. Havza kenarı alüviyal tortullaşmasını yansıtan ve sınır faylarının tavan blokları üzerinde

çökelen Kösedere üyesinin yelpaze deltası çökelleri, gölsel istife alttan üste yanal giriktir. Karaburun volkanitlerinin ikinci evre lavları üzerinde uyumsuzlukla yer alan Kösedere üyesinin alt bölümleri ile Foça tufü arasında yanal giriklikler gözlenir. Karabağları üyesinin alt bölümlerinde, Foça tufünden taşınmış bileşenlerden oluşan türbiditik kumtaşı aradüzeyleri ve Kösedere yelpaze deltasının kaba taneli uzantıları yer alır. Karaburun Yarımadası'nda yalnızca Mordoğan alt havzasında izlenen Ardıç üyesi, Foça tufü üzerinde transgresif kumsal çökelleriyle başlar ve esas olarak çamur düzlüğü istifiyle simgelenir. Çamurtaşı-kumtaşı ardışık istifi içinde yer alan kazıma kanalı dolgularının başlıca bileşenleri, Derinedere üyesinde olduğu gibi Kocadağ volkanitlerinden türemiştir. Volkanoklastik geci ortama taşıyan alüviyal ya da flüviyal sistemler, günümüzde bütünüyle aşınmış ya da İzmir Körfezi'nin suları altında kalmıştır. Aralarında dokanak ilişkisi bulunmamasına karşılık, Foça tufü üzerinde uyumsuzlukla başlayan ve Mordoğan kireçtaşları ile örtülen Ardıç ve Karabağları üyelerinin yanal eşdeğer oldukları kabul edilmiştir. Buna karşılık, her iki astbirimin çökel fasyesleri farklıdır. Kösedere fan delta sistemiyle yanal ilişkili olarak çökelen Karabağları üyesi, yeşilimsi/mavimsi renkli ince kırıntılı istifiyle yukarı kıyıyüzü tortullaşmasını yansıtır. Açık kırmızımsı kahverenkli çamurtaşı-kumtaşı aralanmasıyla simgelenen Ardıç üyesinin ise, kıyı gerisiyle alüviyal/flüviyal bağlantıları olan çamur düzlüğünde çökeldiği değerlendirilmiştir. Karabağları istifindeki palustrin karbonat düzeyleri ve Ardıç istifi içindeki kumsal aradüzeyi gibi, her iki istife göl düzeyi duraysızlığını yansıtan sedimanter belirtiler bulunmaktadır. Ardıç istifinin en üst düzeylerinde, MN5 biyozonuna ait büyük memeli kalıntılarının bulunduğu masif çamurtaşları içindeki iri pomzaların trakidasit bileşimli oldukları gösterilmiştir. Bu pomzaların, Menteş Yarımadası'nda asidik ürünler veren Menteş alkali volkanizmasından türedikleri, orta

Miyosen gölünde asılı yük olarak taşındıkları ve Ardıç üyesi tortullaşmasına katıldıkları değerlendirilmiştir.

Geç Miyosen çökeliğini yansıtan Esendere grubu çökelleri, orta Miyosen sonundaki sıkışma fazında (Yılmaz, 2000; Yılmaz vd., 2000; Gürer vd., 2009) deforme olarak su üstüne çıkan Hisarcık formasyonunun gölsel çökelleri üzerinde açılan havzada dolgulanmıştır. Orta Miyosen istifinin deformasyonu ile geç Miyosen havza açılımı arasındaki uyumsuzluk döneminin kronolojisi tartışmalıdır.

### **EXTENDED SUMMARY**

*The middle Miocene sedimentation in the Kösedere and Mordoğan sub-basins located on the northeastern edge of the Karaburun Peninsula is represented by the Hisarcık formation. The Hisarcık formation is unconformably overlain by the calc-alkaline volcanics (Karaburun volcanics and Foça tuff) emplaced in the region at the end of the early Miocene and the late early Miocene lacustrine Akdere member (Göktaş, 2014a) in the northern part of the study area (Figure 3). The Karaburun volcanics outcropping in front of the boundary faults of the Middle Miocene basins are represented by black andesite lavas (Figure 4). The Foça tuff is represented by rhyolitic ignimbrites, which originated from a possible caldera that evolved in the Foça Peninsula and settled in the region in two phases. The alluvial Derinedere member, which is located in the Foça tuff and was deposited during the inactive period of the rhyolitic volcanism, documents that ignimbrite flows settled in the region in two main phases.*

*The sedimentation of the Hisarcık formation begins with the Kösedere member, continues with the Karabağları, and ends with the Mordoğan limestone member. The Kösedere member, which developed on the edges of the Kösedere sub-basin, consists of alluvial fan deposits. The Kösedere member is laterally interfingering with the*

*Karabağları and Mordoğan limestone members from bottom to top. The Karabağları member consists of a green colored and massive claystone-siltstone assemblage deposited on the lacustrine shoreface, and consists of turbiditic sandstone interlayers. Algal limestone and palustrine carbonate interlayers are scarce in the fine clastic sequence.*

*The Ardıç member, which is the lateral equivalent of the Karabağları member in the Mordoğan sub-basin, begins with transgressive sandy beach deposits over the Foça tuff and consists mainly of a mudstone-sandstone succession reflecting mudflat deposition (Figure 9 and 10). Large mammal fossils yielded from the late MN5 biozone are found in the uppermost parts of the sequence (Ardıç fauna: Table 1).*

*The Mordoğan limestone member, which reflects the last period of Hisarcık lacustrine deposition, is vertically transitive with the Karabağları and Ardıç members. The deposition of the Hisarcık formation ended in the compression phase at end of middle Miocene or the beginning of late Miocene. (Large mammal fossils of the MN10-11 biozones were found in the alluvial deposits of the Esendere group that reflects the late Miocene deposition, and unconformably overlies the Hisarcık formation). The Hisarcık formation is represented in Chios Island, Çeşme Peninsula and Foça Depression. Keramaria and Nenita units in Chios Island, the Çiftlik formation in Çeşme Peninsula and the Aliğa limestone in Foça Peninsula can be correlated with the Hisarcık formation. Urla group sediments outcropping in the Urla basin and the İzmir Bay archipelago are equivalent to the Hisarcık formation (Figure 13 and 14).*

### **KATKI BELİRTME**

Bu çalışma, 2008-30-14-01.g kodlu Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü projesi kapsamında

yürütülmüştür. Jeo. Yük. Müh. Murat Yüküncü arazi çalışmalarına yardımcı olmuştur. Makale taslağını inceleyen Dr. H. Yavuz Hakyemez'e çok yönlü katkılarından dolayı teşekkür ederiz. Volkanik kaya örneklerinin ana element oksit analizleri MTA Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesi laboratuvarlarında yapılmıştır.

## ORCID:

Fikret Göktaş  <https://orcid.org/0000-0002-0011-4361>

Serdar Mayda  <https://orcid.org/0000-0001-5432-3559>

## KAYNAKLAR / REFERENCES

- Agostini, S., Tokçaeer, M. & Savaşçın, M. Y. (2010). Volcanic rocks from Foça-Karaburun and Ayvalık-Lesvos Grabens (Western Anatolia) and their petrogenic-geodynamic significance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19, 157-184.
- Akay, E. (2000). *Magmatic and tectonic evolution of the Yuntadağ volcanic complex (Western Anatolia)* [Doktora tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Akay, E. & Erdoğan, B. (2001). Formation of subaqueous felsic domes and accompanying pyroclastic deposits on the Foça Peninsula (İzmir, Turkey). *International Geology Review*, 43, 661-674.
- Akay, E. & Erdoğan, B. (2004). Evolution of Neogene calc-alkaline to alkaline volcanism in the Aliğa-Foça region (western Anatolia, Turkey). *Journal of Asian Sciences*, 24, 367- 387.
- Akçay, A. E., Dönmez, M. ve Türkecan, A. (2014). *1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Urla-K17 Paftası*, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, No: 256, Ankara.
- Alonso-Zarza, A. M. (2003). Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60, 261-298.
- Altunkaynak, Ş. ve Yılmaz, Y. (2000). Foça yöresinin jeolojisi ve aktif tektoniği, Batı Anadolu. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu Tam Metin Bildiriler Kitabı* (s.160-165). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları.
- Altunkaynak, Ş., Yılmaz, Y., Rogers, N. ve Kelley, S. (2006). Batı Anadolu'daki Çarpışma Sonrası Magmatizmanın Petrojenetik Evrimi; Foça Volkanikleri. *59. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*, (s.37-38). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları.
- Altunkaynak, Ş., Rogers, N. W. & Kelley S. P. (2010). Causes and effects of geochemical variations in late Cenozoic volcanism of the Foça volcanic centre, NW Anatolia, Turkey. *International Geology Review*, 52, 579-607.
- Aras, A., Göktaş, F., Demirhan, M., Demirhan, H. ve İçöz, S. (1999). Karaburun kilinin stratigrafisi, mineralojisi ve pişme özellikleri. *1. Batı Anadolu Hammadde Kaynakları Sempozyumu Tam Metin Bildiriler Kitabı*, (s.238-247).
- Bastl, K., Nagel, D., Morlo, M. & Goehlich, U. B. (2020). The Carnivora (Mammalia) from the middle Miocene locality of Gracanica (Bugojno Basin, Gornji Vakuf, Bosnia and Herzegovina). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 100(2), 307-319.
- Bellon, H., Jarrige, J. J. & Sorel, D. (1979). Les activités magmatiques égéennes de l'Oligocène à nos jours et leurs cadres géodynamiques. Données nouvelles et synthèse. *Revue du géologie dynamique et géographie physique*, 21, 41-55.
- Besenacker, H. (1973). *Neogen und Quartär der Insel Chios (Ägäis)* [Unveröffentlicht doktorarbeit]. Freien Universität Berlin.
- Bilgin, M., Joniak, P., Mayda, S., Göktaş, F., Peláez-Campomanes, P. & van den Hoek Ostende, L. (2021). Micromammals from the late early Miocene of Çapak (western Anatolia) herald a time of change. *Journal of Palaeontology*, 95(5), 1-18
- Bonis, L. de, Koufos, G. D. & Sen, S., (1997a). The Sanitheres (Mammalia, Suoidea) from the Middle Miocene of Chios Island, Aegean Sea, Greece. *Revue de Paléobiologie*, 16, 259-270.
- Bonis, L. de, Koufos, G. D. & Sen, S. (1997b). A giraffid from the Middle Miocene of the Island of Chios, Greece. *Palaeontology*, 40, 121-123.



- Bonis, L. de, Koufos, G. D. & Şen, Ş. (1998). Ruminants (Bovidae and Tragulidae) from the Middle Miocene (MN5) of the Island of Chios, Aegean Sea (Greece). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 210, 339-420.
- Borsi, S., Ferrara, C., Innocenti, F. & Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea. *Bulletin of Volcanology*, 36, 473-496.
- Brinkmann, R., Flügel, E., Jacopshagen, V., Lechnert, H., Rendel, B. & Trick, P. 1972. Trias, Jura und Unterkreide der Halbinsel Karaburun (West Anatolien). *Geology and Paleontology*, 6, 139-150.
- Çakmaköğlü, A. ve Bilgin, Z. R. (2006). Karaburun Yarımadası'nın Neojen öncesi stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 132, 33-62.
- Çakmaköğlü, B., Göktaş, F., Demirhan, M. ve Helvacı, C. (2013). Karaburun Yarımadası'nın kuzey kesimindeki killerin stratigrafisi, sedimantolojisi ve ekonomik kullanım olanaklarının araştırılması. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 56(1), 39-58. Retrieved from <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/28136/299042>
- Dönmez, M., Türkecan, A., Akçay, A. E., Hakyemez, H. Y. ve Sevin, D. (1998). *İzmir ve kuzeyinin jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrografik ve kimyasal özellikleri* (Rapor no: 10181). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Dönmez, M., Akçay, A. E. ve Türkecan, A. 2014. 1:100.000 ölçekli *Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi*, İzmir-K18 Paftası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları No: 213, Ankara.
- Ejima, Y., Fujina, T., Tagaki, H., Shimada, K., Iwagana, T., Yoneda, Y. & Murakomi, Y. (1987). *The pre-feasibility study on the Dikili-Bergama geothermal development Project in the Republic of Turkey, Progress Report II* (yayımlanmamış).
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F. (2005). *İzmir yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri*. (Rapor no: 10754). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Ercan, T., Satır, M., Sevin, D. ve Türkecan, A. (1997). Batı Anadolu'da Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda yeni yapılan radyometrik yaş ölçümlerinin yorumu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 119, 103-112.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun İzmir ile Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2(1), 1-20.
- Erdoğan, B., Altınır, D., Güngör, T. ve Özer, S. (1990). Karaburun Yarımadası'nın jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 111, 1-24.
- Eşder, T., Yakabağ, A., Sarıkaya, H. ve Çiçekli, K. (1991). *Aliağa (İzmir) yöresinin jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları* (Rapor no: 9467). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Gemici, Ü. & Filiz, Ş. (2001). Hydrochemistry of Çeşme geothermal area in western Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110, 171-187.
- Genç, Ş. C. ve Yılmaz, Y. (2000). Aliağa dolaylarının jeolojisi ve genç tektoniği. *Batı Anadolunun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM), Bildiri Özleri Kitabı*, (s.152-159).
- Geraads D & Güleç E. 2003. Proboscidea from the middle Miocene hominoid site of Çandır (Turkey). In Güleç E., Begun D. & Geraads D. (eds), *Geology and vertebrate paleontology of the middle Miocene hominoid locality Çandır (Central Anatolia, Turkey)*. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 240, 235-239.
- Göktaş, F., Ünay, E., 2000. The stratigraphy of the NW parts of the Akhisar (Manisa) Neogene basin. *IESCA-2000*, Abstracts, 72.
- Göktaş, F. (2010). *Çeşme Yarımadası'ndaki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının jeolojik etüdü* (Rapor no: 11389). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Göktaş, F. (2011). *Urla (İzmir) çöküntüsündeki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının jeolojik etüdü* (Rapor no: 11568). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Göktaş, F. (2014a). *Karaburun Yarımadası kuzey kıyı kesiminin Neojen stratigrafisi*. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 148, 43-61.

- Göktaş, F. (2014b). Karaburun (İzmir) çevresinin Neojen stratigrafisi ve paleoğrafik evrimi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 149, 71-94.
- Göktaş, F. (2016a). İzmir -Dış- Körfezi'ndeki adaların Neojen stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 152, 1- 24.
- Göktaş, F. (2016b). Ildır Körfezi güneyindeki bölgenin Neojen stratigrafisi, Çeşme Yarımadası (Batı Anadolu). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 59(3), 299-321. <https://doi.org/10.25288/tjb.298048>
- Göktaş, F. ve Çakmakoglu, A. (2018a). 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Urla-K16 Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, No: 257.
- Göktaş, F. ve Çakmakoglu, A. (2018b). 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Urla-L16 Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, No: 258.
- Göktaş, F. ve Çakmakoglu, A. (2018c). 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Urla-L17 Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, No: 259.
- Göktaş, F. (2020). Çeşme Yarımadası'nın Neojen stratigrafisi ve bölgesel korelasyonu, Batı Anadolu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 162, 31-54.
- Göktaş, F., Kaya, T.T., Tarhan, E. ve Mayda, S. (2023). Karaburun Yarımadası'nın Geç Miyosen Stratigrafisi, Yeni Memeli Bulguları ve Bölgesel Korelasyon, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 66(1), 1-22. <https://doi.org/10.25288/tjb.1126743>
- Güngör, T. (1989). *Karaburun Yarımadası Balıklıova-Barbaros arasındaki bölgenin jeolojisi ve yapısal evrimi* [Yüksek Lisans Tezi]. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Gürer, Ö. F., Sarica-Filoreau, N., Özburan, M., Sangu, E. & Doğan, B. (2009). Progressive development of the Büyük Menderes Graben based on new data, western Turkey. *Geological Magazine*, 146(5), 652-673.
- Helvacı, C., Ersoy, Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. & Uzel, B. 2009. Geochemistry and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185, 181-202.
- Hilgen, F., Lourens, L. J., Van Dam, J. A., with contributions by Beu, A. G., Boyes, A. F., Cooper, R. A., Krigsman, W., Ogg, J. G., Piller, W. E., Wilson, D. S. (2012). The Neogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. & Ogg, G. (Eds), *The Geological Time Scale 2012*, (pp. 923-978). Elsevier Publications.
- Innocenti, F. & Mazzuoli, R. (1972). Petrology of the Izmir-Karaburun volcanic area (West Turkey). *Bulletin of Volcanology*, 36, 1-22.
- Kaçmaz, H. & Köktürk, U. (2004). Geochemistry and mineralogy of zeolitic tuffs from the Alaçatı (Çeşme) Area, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 52(6), 705-713.
- Karacık, Z., Genç, Ş.C. & Gülmez, F. (2013). Petrochemical features of Miocene volcanism around the Çubukludağ graben and Karaburun peninsula, western Turkey: Implications for crustal melting related silicic volcanism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73, 199- 217.
- Kaya, O. (1979). Orta Doğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22(1), 35-58.
- Kaya, O. (1981). Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy*, 10, 164-191.
- Kaya, O. & Savaşçın, M. Y. (1981) Petrologic significance of the Miocene volcanic rocks in Menemen, West Anatolia. *Aegean Earth Sciences*, 1, 45-58.
- Kaya, T., Geraads, D. & Tuna, V. (2003). A new Middle Miocene fauna from Mordoğan (Western Turkey). *Paläontologische Zeitschrift*, 77(2), 293-302.
- Kaya, T., Geraads, D. & Tuna, V. A. 2005. New late Miocene mammalian fauna in the Karaburun Peninsula (Western Turkey). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 236(3): 321-349.
- Koçak, A. (1974). *Çeşme ilçası hidrojeolojik etüt raporu* (Rapor no: 5321). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).

- Kondopoulou, D., de Bonis, L., Koufos, G. D. & Sen, S. (1993). Palaeomagnetic and biostratigraphic data from the middle Miocene vertebrate locality of Thymiana (Chios Island, Greece). *Proceedings of the 2nd Congress of the Geophysical Society of Greece 1*, p.626-635
- Konidaris, G. E. & Koufos, G. D. (2013). Late Miocene Proboscidea (Mammalia) from Macedonia and Samos Island, Greece: preliminary results. *Paläontologische Zeitschrift*, 87, 121-140.
- Koufos, G. D., de Bonis, L. & Sen, S., (1995). Lophocyon paraskevaidisi, a new viverrid (Carnivora, Mammalia) from the Middle Miocene of Chios Island, Greece. *Geobios*, 28, 511-523.
- Koufos, D., de Bonis, L. & Sen, S., (1995). Lophocyon paraskevaidisi, a new viverrid (Carnivora, Mammalia) from the Middle Miocene of Chios Island, Greece. *Geobios*, 28, 511-523.
- Koufos, G. D., Kostopoulos, D. S., Vlachou, T. D. & Konidaris, G. E. (2009). The Late Miocene mammal fauna of Samos, Greece. History, Stratigraphy and Localities. *13th Congress RCMNS (Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy)*, (p.295).
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Lehmann, U. & Tobien, H. (1995). Artiodactyle fossilien (Mammalia) aus dem Miozän von Thymiana, Chios. *Annales de Géologie des Pays Helléniques*, 36, 403-414.
- Logan, B. W., Rezak, R. & Ginsburg, R. N. (1964). Classification and environmental significance of algal stromatolites. *The Journal of Geology*, 72(1), 68-83.
- Markov, G. N. & Vergiev, S. (2010). First report of cf. Protanancus (Mammalia, Proboscidea, Amebelodontidae) from Europe. *Geodiversitas*, 32(3): 493-500.
- Öngür, T. (1972). *Dikili-Bergama jeotermal araştırma sahasına ilişkin jeoloji raporu* (Rapor no: 5444). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).
- Peláez-Campomanes, P. 2023. Personal communication. Museo Nacional de Ciencias Naturales - CSIC, Madrid, Spain.
- Paraskevaidis, I. (1940). Eine obermiocäne fauna von Chios. *Neues Jahrbuch für Mineralogie geologie und Paläontologie*, 83, 363–442.
- Radovic, P., Mayda, S., Alaburic, S., & Markovic, Z. (2021). Percrocuta miocenica (Percrocutidae, Carnivora) from the middle Miocene of Brajkovac (Central Serbia). *Geobios*, 65, 41-49.
- Rummel, M. (1998). Die Cricetiden aus dem Mittel- und Obermiozän der Türkei. *Documenta Naturae*, 123, 1-300.
- Sümer, Ö. (2007). *Güzelbahçe (İzmir) Çevresinin alüvyonel sedimantolojisi ve aktif tektoniği* (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Sümer, Ö., Akbulut, M. & İnaner, H. (2020). New geosite candidates from Urla (İzmir, Western Anatolia, Turkey): a list of geological assets nested with antique and modern cultural heritage. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 29, 1017-1032.
- Şen, Ş. & Sarıca-Floreau, N. (2011). Middle-Late Miocene Spalacidae (Mammalia) From Western Anatolia, and the Phylogeny of the Family. *Yerbilimleri*, 32(1), 21-50.
- Thenius, E. (1956). Die Suiden und Tayassuiden des steirischen Tertiärs. *Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch naturwissenschaftlichen Klasse*, 165 (5), 337-379.
- The NOW Community (2023). New and Old Worlds Database of Fossil Mammals (NOW). Licensed under CC BY 4.0. Retrieved (20.09.2022) from <https://nowdatabase.org/now/database/>.
- Tobien, H. (1980). A note on the skull and mandible of a new choerolophodont mastodont (Proboscidea, Mammalia) from the middle Miocene of Chios (Aegean Sea, Greece). In: L. L. Jacobs (ed.) *Aspects of vertebrate history: Essays in honor of Edwin Harris Colbert*. Museum of Northern Arizona Press, 299-307.
- Türkecan, A., Ercan, T. ve Sevin, D. (1998). *Karaburun Yarımadası'nın Neojen volkanizması* (Rapor no:



- 10185). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (Yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y. (2000). Ege bölgesinin aktif tektoniği. *Batı Anadolu'nun depremselliği Sempozyumu (BADSEM-2000), Bildiri Özleri Kitabı*, (s.3-14).
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, Ö.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, S. & Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J. A., & Piper, J. D. A. (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society of London, Special Publication 173*, 353–384
- Yılmaz, S. ve Yakabağ, A. (1995). *Çeşme Fevzi Yıldız jeotermal kuyusunun kuyu bitirme raporu* (Rapor no: 9955). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (yayımlanmamış).



**Geochemical and Mineralogical Analyses of Basalt Fragments from the Neolithic Settlement of Sumaki Höyük (Batman, Turkey) to Determine the Source Area**  
*Sumaki Höyük (Batman, Türkiye) Neolitik Yerleşiminde Kullanılan Bazalt Parçalarının Jeokimyasal ve Mineralojik Analizlerle Kaynak Alanının Belirlenmesi*

**Savaş Sarialtun<sup>\*1</sup> , Mahmut Aydın<sup>2</sup> , Mustafa Avcioğlu<sup>3</sup> **

<sup>1</sup>Çanakkale Onsekiz Mart University, Faculty of Canakkale Applied Sciences, Department of Museology, Çanakkale, Turkey

<sup>2</sup>Batman University, Faculty of Arts and Sciences, Department of Archaeology, Batman, Turkey

<sup>3</sup>Çanakkale Onsekiz Mart University, Faculty of Humanities and Social Sciences, Department of Geography, Çanakkale, Turkey

• Geliş/Received: 06.06.2023

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 28.07.2023

• Kabul/Accepted: 29.07.2023

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 06.08.2023

• Baskı/Printed: 20.08.2023

*Araştırma Makalesi/Research Article*

*Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Abstract:** This study aims to determine the provenance of grinding stone tools unearthed from the Neolithic phases of Sumaki Höyük settlement using a portable Energy Dispersive X-ray Fluorescence Spectrometer (P-EDXRF) and X-ray Diffraction spectrometer (XRD). Sumaki Höyük is located in the Lower Garzan Basin of Batman province, Turkey. The settlement is dated to 9084±57 - 8123±50 cal BP. Grinding stone tools in this settlement are usually made of basalt. Albeit at low amounts, limestone was also used in the production of grinding stones. The Lower Garzan Basin, located to the east of Diyarbakır Basin, is surrounded by Mount Kıradağı to the west-southwest and Mount Raman to the south, the Garzan Anticlinal and Kentalan Anticlinal to the north-northeast. The basalt flow occurred in the Quaternary period. Samples collected from different parts of the Neolithic phase of Sumaki Höyük and the Kıradağı basalt flows were analysed using P-EDXRF to determine their chemical composition. The same samples were also analysed using XRD to determine their mineral composition. P-EDXRF and XRD analyses reveal that the samples from Sumaki Höyük and Kıradağı are in good accordance with each other. It is therefore understood that the basalt stone tools used in the settlement were taken from the Kıradağı basalts.

**Keywords:** Basalt, geoarcheology, Neolithic, Sumaki Höyük, Upper Mesopotamia.

**Öz:** Bu çalışma, Sumaki Höyük yerleşmesinin Neolitik evrelerinde kullanılmış olan öğütme taşı aletlerin kaynağını (kaynak kayasını) portatif Enerji Dağıtıcı X-ışını Floresans Spektrometresi (P-EDXRF) ve X-ışını Kırınım Spektrometresi (XRD) kullanarak belirlemesini amaçlamaktadır. Kalibre edilmiş C<sub>14</sub> yaşı GÖ 9084±57 ile 8123±50 yılları arası tarihlendirilen Sumaki Höyük, Batman ili sınırları içerisinde, Aşağı Garzan Havzası'nda yer almaktadır. Bu yerleşmede bulunan öğütme taşları, genellikle bazalttan yapılmakta olup az miktarda da olsa kireçtaşları da kullanılmıştır. Bazalttan yapılan öğütme taşlarının çoğu ikincil kullanım olarak mimari yapıların duvar örgülerinde kullanılmıştır. Diyarbakır Havzası'nın doğusunda yer alan Aşağı Garzan Havzası, batı-güneybatıda Kıradağ ve güneyde Raman Dağı, kuzey-kuzeydoğuda Garzan Antiklinali ve Kentalan Antiklinali ile çevrilidir. Çalışma sahasındaki bazaltlar Kuvaterner'de akma şeklinde buldukları bölgeye yerleşmişlerdir. Sumaki Höyük'ün Neolitik evreleri ile Kıradağı ile Karacadağ bazalt akıntıları alınan numunelerin kimyasal bileşimlerini karşılaştırmak amacıyla P-EDXRF, mineral bileşimlerini ortaya koymak ve karşılatırmak için de XRD analiz yöntemleri kullanılmıştır. Bu analiz yöntemleri sonucuna göre Sumaki Höyük ve Kıradağı'ndan alınan örnekler

\*Correspondence / Yazışma: savas.sarialtun@comu.edu.tr

© 2023 JMO Her hakkı saklıdır/All rights reserved  
<http://tjb.jmo.org.tr>  
<http://dergipark.gov.tr/tjb>

*birbiriyle iyi uyum göstermektedir. Dolayısıyla Neolitik dönem mimari yapı elamanı olarak kullanılan bazalt taş aletlerin Kıradağı bazaltlarından alındığı açık bir şekilde ortaya konmuştur.*

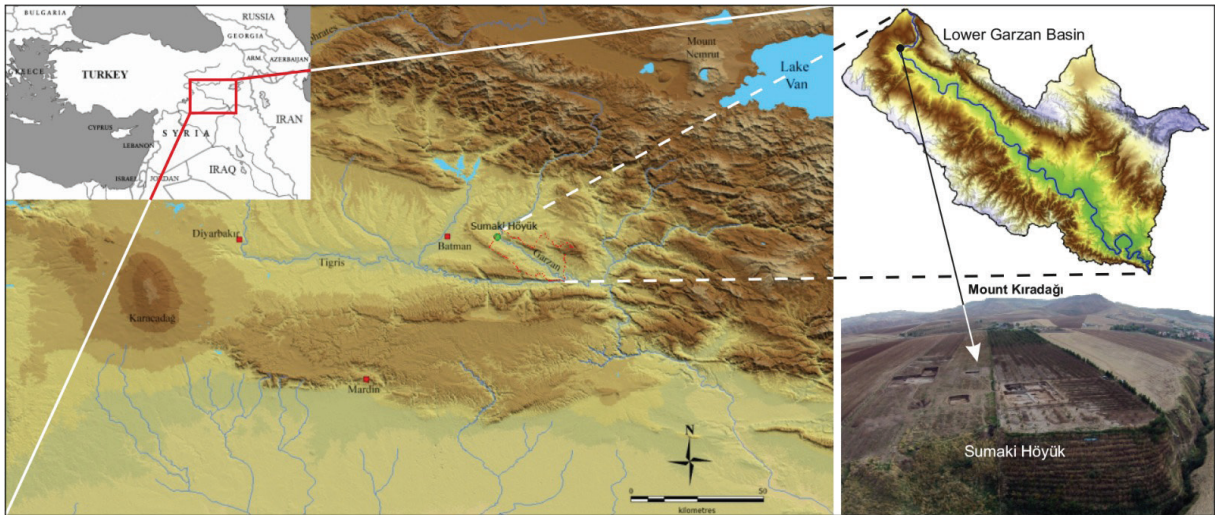
**Anahtar Kelimeler:** Bazalt, jeoarkeoloji, Neolitik, Sumaki Höyük, Yukarı Mezopotamya.

## INTRODUCTION

Sumaki Höyük is in the northern portion of the Lower Garzan Valley, nearly 2.5 km east of Garzan Stream and 2.7 km north of Mount Kıradağı (Figure 1). The settlement was founded on slightly sloping ground in a southwest-northeast direction on an erosion surface with an elevation of 700-710 meters. According to excavation data between the years of 2007 – 2014 (Erim-Özdoğan and Sarıaltun, 2018), the settlement was bordered by seasonal streams or tributaries with marshy areas to the north and south; and it had the character of a settlement situated on southeast-northwest oriented natural terraces. The dimensions of the settlement, positioned on a mountain-plain transition zone or “hilly flanks” (Braidwood, 1982), are approximately 160 m from north to south and 140 m from east to west with its deepest fill being nearly 2.4 meters.

Sumaki Höyük was mainly occupied during the early Pottery Neolithic, although it had a phase

with FPPNB (Final Pre-Pottery Neolithic B) features. The Neolithic settlement has been dated to between 9084±57 to 8123±50 cal BP and was divided into seven phases. (Sarıaltun, 2019). The seven phases each display a different character, not only in settlement pattern but also in the pottery and other assemblages. While phases N7, N3 and N1 are temporary campsites with pottery, Phase N6 is a permanent settlement without pottery, mainly with features resembling LPPNB (late Pre-Pottery Neolithic B), whereas during Phase N5 the settlement seems to have been occupied by both sedentary and mobile people using a small amount of pottery. Phase N4 has a permanent character, although not of long-term because of frequent flood and torrent events. Phase N2 is an intensively occupied temporary campsite with some parts that appear to display relatively permanent features. Although Phase N1 is a temporary campsite, it displays a different culture with a different pottery tradition from phases N7 and N3.



**Figure 1.** Map of study area showing location of Sumaki Höyük.

**Şekil 1.** Sumaki Höyük'ün konumu ve çalışma alanını gösterir harita.



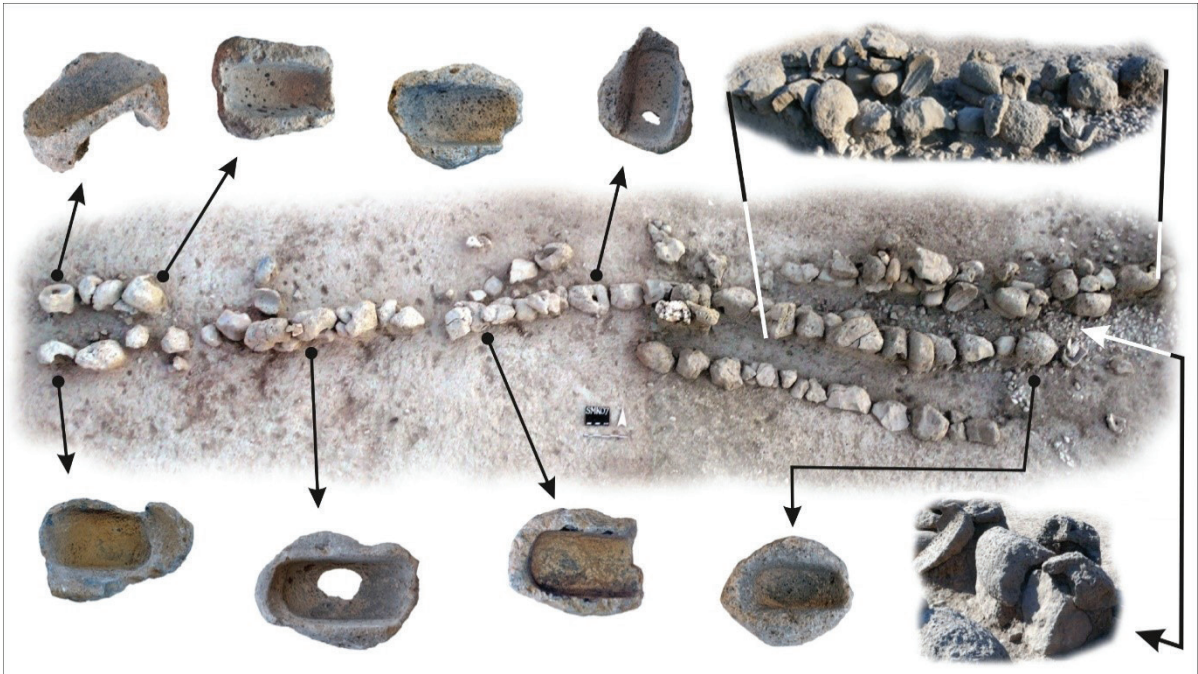
The Kıradağı basalt flow 2.7 km south of the settlement played an important role in the life span of Sumaki Höyük settlement not only for the supply of basalt and production of Early Mineral Tempered Ware but also by affecting the settlement in terms of landslides and soil flow processes. The Kıradağı basalt flow lies above the Upper Miocene aged claystone, mudstone, sandstone, and conglomerates of the Şelmo Formation.

### CASE STUDY: EVIDENCE of BASALT FRAGMENT SOURCES

Archaeometric research often uses analytical methods to determine the raw materials used to produce different artefacts (Antonelli et al., 2014; Baklouti et al., 2015; Eren et al., 2014). Most studies have aimed at revealing the reasons, importance, and analytical meaning of raw material exploitation of past societies (Caricola et al., 2020; Delage and Webb, 2020; Wilson, 2007).

In general, the physical properties of the material used in the past have been determined; in some studies, they were investigated with the support of ethnoarchaeological data (Lemonnier, 1986; Whittaker et al., 2009). The focus of all these inferences was to shed light on the complex social dynamics of raw material use.

This study used several perspectives to interpret the choice of basalt as a raw material and deals with three theoretical views. The first of these is the physical landscape perspective; the second covers the functionalist approach, and thirdly are sociocultural implications in the context of the landscape archaeology of Upper Mesopotamia. Sumaki Höyük, a well-documented Neolithic site in the context of the theoretical approaches presented above, is an example of a case study focusing on determining the raw material source of the stone tools and the basalt stone used in the settlement's architecture (Figure 2).



**Figure 2:** Basalt fragments in secondary use from Sumaki Höyük.

*Şekil 2. Sumaki Höyük'te bazalt numunelerinin ikincil kullanımları.*

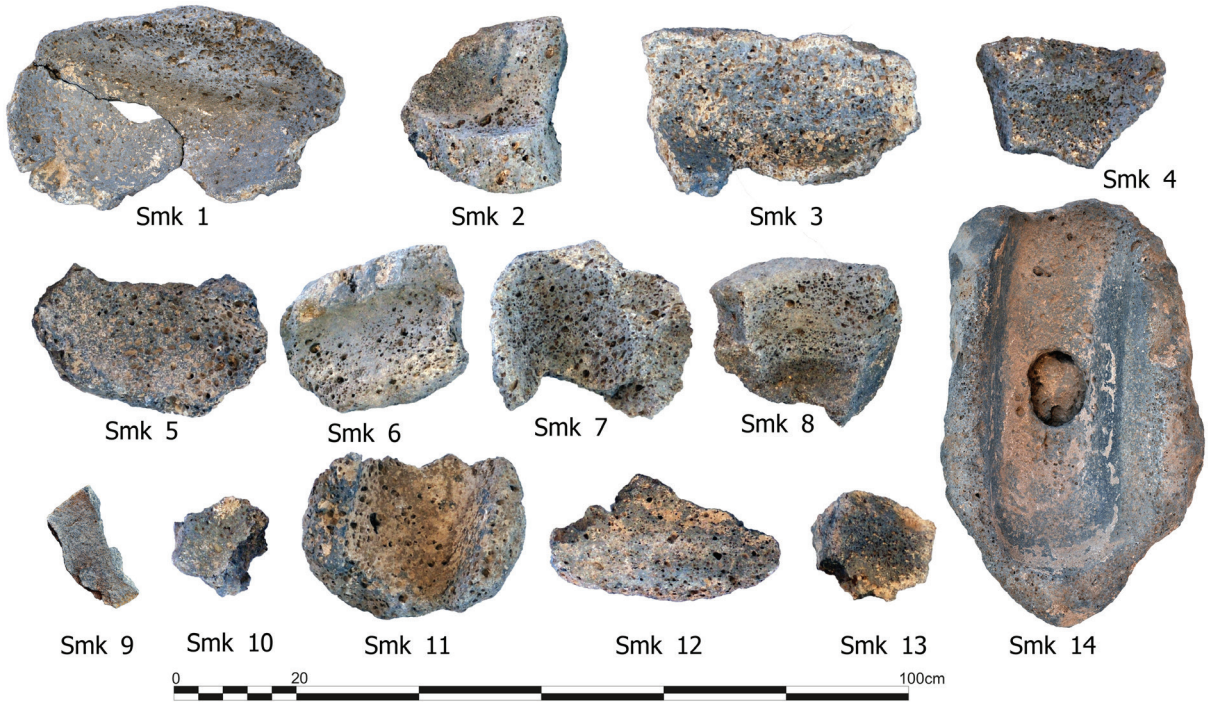
Due to the workable stone material in these perspectives, a significant source is represented of both the artefactual and architectural elements of archaeological settlements (Figure 3). In Sumaki Höyük, ground stone tools made of basalt with a similar petrographic structure have been obtained. Basalt was used especially for grinding slabs and hand stones as well as in the temper of early Neolithic pottery. This accords with previous interpretations that local volcanic material was intensively used at Sumaki Höyük.

### Spatial and Environmental Setting

The southern part of Southeast Anatolia lies on the northern portion of the Arabian Platform, while the north is located on the Anatolian

Peninsula. The suture zone of the Taurus orogenic belt, located between these two continental plates, is comprised of a very different geological structure and units (Yeşilova and Helvacı, 2011). As regards the geological evolution of the study area the Germav Formation was formed in Paleocene in very deep marine facies represented by clay-silt and marl sediments (Güngör-Yeşilova, 2012; Yeşilova, 2012).

Due to a calm marine environment in Eocene, the very thick and dense Midyat Lime-stones (Hoya Formation) were deposited. Towards the end of Eocene and at the beginning of Oligocene, there appears to be a gap in sedimentation due to marine regression. This is the main reason for the partially continental character of the Eocene sediments.

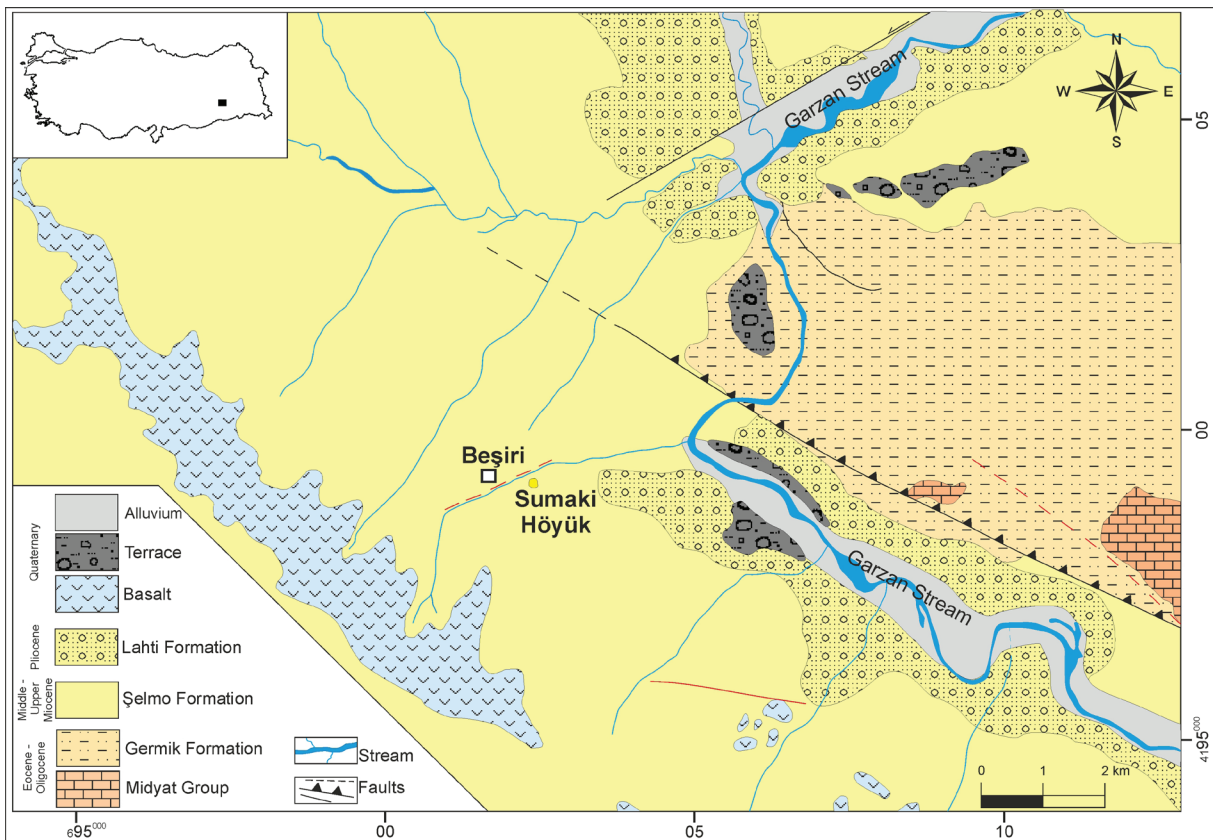


**Figure 3.** Selected basalt fragments from Sumaki Höyük.

*Şekil 3. Sumaki Höyük'ten seçilmiş bazalt örnekleri.*

As a result of this continental environment at the beginning of Oligocene, sedimentation did not continue at the same rate, and there is a stratigraphic gap in Lower Miocene. These Lower Miocene sediments, which are not seen in geological sections of the Lower Garzan Basin, can be seen on the northern slopes of the Tigris River. As we approach Upper Miocene, the marine environment became significantly shallower and lagoon areas were formed, as seen mainly in gypsum formations. Thus, together with fluvial

sedimentation in the continental environment, the clay-conglomerate sediments of the Şelmo Formation were deposited (Altınlı, 1966; Yılmaz and Duran, 1997). This geological unit has the broadest outcrop in our study area. The clay-conglomerate sequences of the Middle-Upper Miocene are beneath the Kıradağı basalt flow (Figure 4), (Gaziulusoy-Yıldızıl, 2008; Güngör-Yeşilova, 2012; Sunkar and Tonbul, 2012). Above the Şelmo Formation, there are occasional Kıradağı basalt flows.



**Figure 4.** Geological map of Sumaki Höyük and surrounding area and location of Mount Kıradağı (Modified from Şenel, 2007; Yeşilova and Helvacı, 2011; Yeşilova, 2012).

**Şekil 4.** Sumaki Höyük ve çevresinin jeoloji haritası ile Kıradağı'nın konumu (Şenel, 2007; Yeşilova ve Helvacı, 2011; Yeşilova, 2012'den değiştirilmiştir).

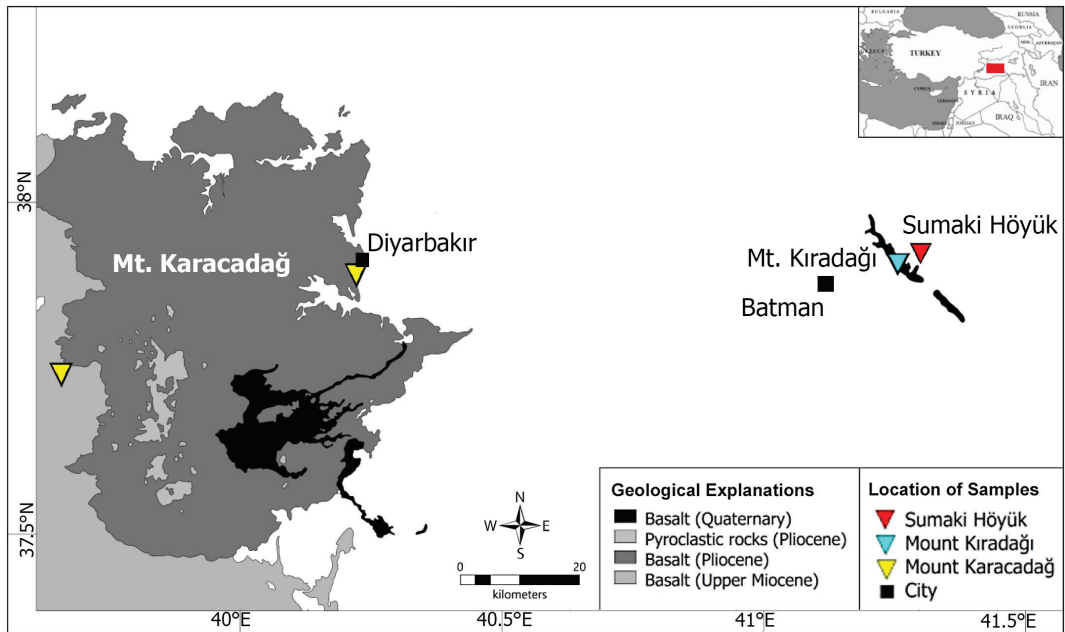


### Quaternary Volcanism, Raw Materials Availability and Volcanic Segment of the Lower Garzan Basin

The main volcanism in the region is basalt flows emerging from large tectonic faults formed due to the collision between the Arabian Platform and the Anatolian Peninsula (Ardos, 1996; Tolun, 1962). In the area south of the Bitlis suture zone, outcrops of young volcanic rocks are observed (Şaroğlu and Emre, 1987). A product of north-south compression, the volcanism in southeast Anatolia which formed the Karacadağ volcanics began in Upper Miocene and probably continued through later historical periods. The Karacadağ volcanics, formed as plateau basalts, are generally young from northwest to southeast and the basalt flows spread over the surrounding area (Şaroğlu and Emre, 1987; Tolun, 1962).

The basalt flow associated with the Karacadağ volcanics (Figure 5) has been investigated under the names of Kıradağı Formation (Yeşilova and Helvacı, 2011) and Karacadağ Basalt (Tuna,

1973). However, some associate it with Nemrut volcanism (Gürçüoğlu and Turhan, 1992). According to these studies, due to the lack of a broad distribution of thin-regular basalt flow over the Şelmo Formation, and as no topographical link has been found with the Karacadağ basalt flows, the basalt is more associated with volcanism in the north and the Kıradağı Basalt is defined as part of the “Nemrut volcanic” (Şimşek, 1979; Yeşilova and Helvacı, 2011). The Kıradağı basalt lies above the Upper Miocene aged Şelmo Formation and the Pliocene-aged Lahti Formation (Yılmaz and Duran, 1997). As a result, this basalt flow has been dated to the Upper Pliocene-Pleistocene (Yeşilova and Helvacı, 2011). According to Ardos (1996), in the Siirt region both in Pliocene and at the beginning of Pleistocene, lava flows formed along fractures linked to tectonism and spread throughout the surroundings, covering the lower layers. The upper layers of this basalt flow were exposed to greater physical fragmentation, and those sections facing the surface have especially been revealed.



**Figure 5.** Map showing volcanic unit distribution around study area and sites where basalt samples were taken (modified from Tarhan, 2002 and Turhan et al., 2002).

**Şekil 5.** Çalışma alanı çevresindeki volkanik birimlerin dağılımı ve bazalt örneklerinin alındığı yerleri gösterir harita (Tarhan, 2002 ve Turhan vd., 2002'den değiştirilmiştir).

The Kıradağı basalt, overlying the Şelmo Formation between the Batman depression and the Lower Garzan Basin at an elevation of 950 m, covers an area of nearly 25 km<sup>2</sup>. The approximate thickness of the unit is 20 meters. It is understood from visible sections along the Siirt-Batman Road that the basalt flows accumulated in thick-layered flows in different periods. During the basalt flows, the beige-coloured clay deposits belonging to the underlying Şelmo Formation were partially burnt and form an apparent contact between the two geological units with pink or grey characteristics. In broad flat areas, the peaks of Kuş Tepe (928 m) and Gevribükü Tepe (1010 m) overlie the Kıradağı volcanism, although they are not very distinct (Sunkar and Tonbul, 2012).

## **MATERIALS and METHODS**

In this study, 14 samples were taken from grinding tools made of basalt unearthed at Sumaki Höyük (Smk) site during archaeological excavations of the Neolithic phase. These grinding tools had been employed in their re-used state and were found especially in the N3-N1 stone rows, on the pillar edges, or in the stone pavement under the hearth. To compare the raw materials, 13 basalt samples were taken from Mt. Kıradağı (Kr) located 2.7 km from the archaeological site, and 4 basalt samples from Mt. Karacadağ (Ka), which is at least 70 km from Sumaki Höyük (Figure 5).

Energy-dispersive X-ray fluorescence analysis (XRF) is one of the methods used for elemental analyses in all kinds of samples such as liquids, solids, and powder (Friedman et al., 1999). Many rocks have a highly variable mineral composition (Schackley, 2011), hence qualitative and quantitative analyses of elements can be performed by XRF (Mantler and Schreiner, 2000). Qualitative analyses are used to determine the elements in samples while quantitative analyses determine the percentage of ingredients in samples. X-ray fluorescence analyses were performed to support

the elemental analyses. The chemical composition of solid specimens taken from the structure walls of Sumaki Höyük was conducted with a handheld energy dispersive X-ray fluorescence (P-EDXRF) device and an Olympus Innov X Delta Premium model analyser. The apparatus was equipped with a silicon-drift detector (SDD) and as an excitation source a Rh target X-ray tube. The Geochem mode of P-EDXRF was used for analysis and in this mode 40 KV and 10 KV rays were used for determination of the elements (V, Cr, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pt, W, Hg, As, Se, Au, Br, Pb, Bi, Rb, Sr, Y, Zr, Th, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, Mn, U, LE) with a 140-second counting for each analysis. These analyses were performed at Batman University, Department of Archaeometry.

An essential method complementing the P-EDXRF and XRD analyses, which identifies and describes the minerals contained in solid samples according to their crystal structures (Shrivastava, 2009). By using this method, all minerals in the sample can be identified by patent assignment. Information on the number of minerals also becomes available. In short, the environmental conditions during the deposition process of a sample can be understood utilizing XRD analysis (Schreiner et al., 2004). The specified minerals and their related elements were interpreted in our study. For the XRD analyses, a Philips X'Pert Pro device was utilized at the Izmir Institute of Technology, Centre for Materials Research.

Use of XRF and other archaeometric techniques to determine the provenance of stone is common in scientific research. J. A. Harrell studied twenty-three ancient Egyptian lime-stone quarries in the Nile Valley to obtain provenance indicators that differentiated each stone. Si, Al, Ca, Mg, Na, K, Fe, Ti and P were determined using the XRF method and twenty-eight samples were examined using thin-section petrography (Harrell, 1992). Moreover, Wenner and Herz studied quarries and archaeological samples to

determine the provenance material source of archaeological samples by using petrographic and isotope analyses (Waelkens et al., 1992).

XRD and P-EDXRF analyses were performed to access geochemical data for all samples from Sumaki Höyük to determine the mineral composition and to understand the elements' diversity. Data on elemental diversity was obtained by examining 31 samples from both the settlement and source areas by P-EDXRF analyses; while 15 of the same samples were examined by XRD analyses and their mineral composition was determined. 14 basalt samples selected for P-EDXRF analyses were taken from Sumaki Höyük settlement, 13 from Mount Kıradağı and 4 from Mount Karacadağ (Figure 5). In addition, all data were classified by cluster analyses. Potential source locations were thus revealed by comparing the basalt samples found at Sumaki Höyük with the source areas.

## RESULTS and DISCUSSION

The natural basalt used in construction of the early phases (N7 to N4) of Sumaki Höyük structures functioned as supporting material. A small amount of the basalt fragments found were reused. In the later phases (N3 to N1), it was proven that most stones in the structures had been used for grinding purposes in earlier phases.

Provenance of basalts can be determined by major (Mg, Si, C, Ti, Fe, P) and minor element (Cr, Zr and Nb) comparison (Greenough et al., 2001). We compared the major elements of objects from Sumaki Höyük basalts with Mount Kıradağı and Mount Karacadağ basalts in terms of their major elements (Table 1, Figure 6). The Mg of the three areas differ from each other, the Si results from the three areas are very close to each other, and the P analyses results of Sumaki Höyük (1.18%) and Mount Kıradağı (0.96%) are similar but differ (0.25%) from the Karacadağ basalt. Besides this,

the K (0.92%) and Ti (1.91%) results of Sumaki Höyük nearly overlap with Mount Kıradağı (K 0.98% and Ti 1.86%) but are far from the basalt analyses results from Mount Karacadağ (K 0.53% and Ti 1.64%).

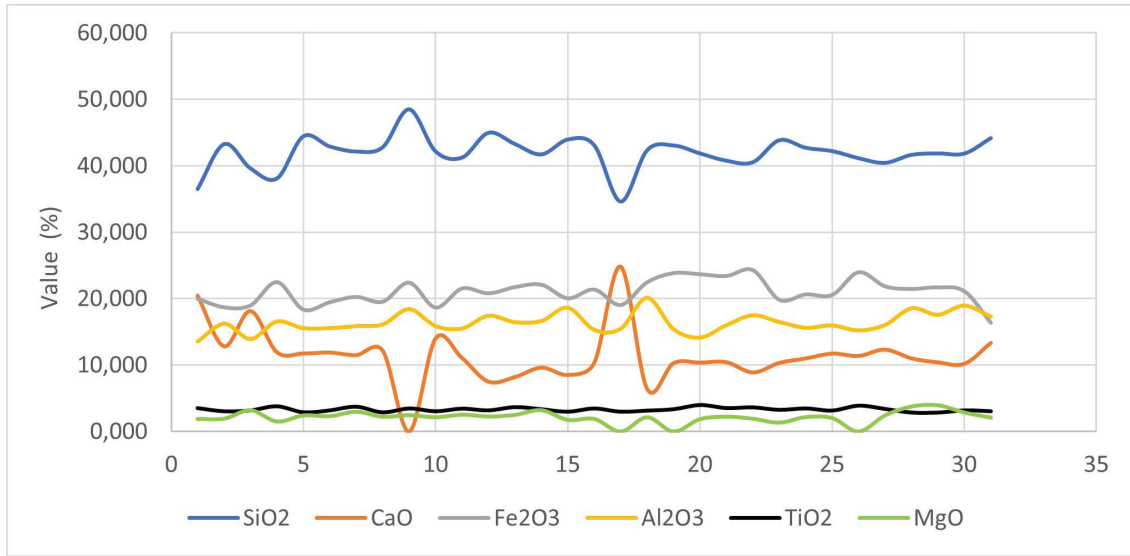
**Table 1:** Major element compositions of basalt samples from Sumaki Höyük, Mt. Karacadağ and Mt. Kıradağ.

**Çizelge 1.** Sumaki Höyük, Karacadağ ve Kıradağ'dan alınan bazalt örneklerinin ana element bileşimleri.

| Samples | SiO <sub>2</sub> | CaO    | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | MgO   |
|---------|------------------|--------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------|
| Smk 1   | 36.458           | 20.468 | 19.966                         | 13.560                         | 3.533            | 1.875 |
| Smk 2   | 43.253           | 12.851 | 18.676                         | 16.228                         | 3.047            | 1.911 |
| Smk 3   | 39.591           | 18.161 | 18.956                         | 13.947                         | 3.187            | 3.173 |
| Smk 4   | 38.063           | 11.949 | 22.469                         | 16.558                         | 3.814            | 1.491 |
| Smk 5   | 44.436           | 11.762 | 18.327                         | 15.567                         | 2.896            | 2.397 |
| Smk 6   | 42.902           | 11.902 | 19.439                         | 15.574                         | 3.189            | 2.286 |
| Smk 7   | 42.135           | 11.516 | 20.244                         | 15.870                         | 3.749            | 2.947 |
| Smk 8   | 42.788           | 12.195 | 19.520                         | 16.125                         | 2.889            | 2.196 |
| Smk 9   | 48.517           | ND*    | 22.383                         | 18.397                         | 3.478            | 2.454 |
| Smk 10  | 42.153           | 14.022 | 18.635                         | 15.880                         | 3.055            | 2.123 |
| Smk 11  | 41.220           | 11.097 | 21.508                         | 15.526                         | 3.450            | 2.505 |
| Smk 12  | 44.971           | 7.522  | 20.781                         | 17.423                         | 3.189            | 2.244 |
| Smk 13  | 43.274           | 8.218  | 21.706                         | 16.456                         | 3.688            | 2.476 |
| Smk 14  | 41.701           | 9.639  | 22.078                         | 16.631                         | 3.366            | 3.178 |
| Kr 1    | 43.949           | 8.533  | 20.029                         | 18.619                         | 2.981            | 1.733 |
| Kr 2    | 43.096           | 10.358 | 21.348                         | 15.318                         | 3.478            | 1.882 |
| Kr 3    | 34.579           | 24.849 | 19.024                         | 15.477                         | 2.984            | ND*   |
| Kr 4    | 42.324           | 6.444  | 22.433                         | 20.093                         | 3.154            | 2.121 |
| Kr 5    | 43.052           | 10.309 | 23.825                         | 15.418                         | 3.368            | ND*   |
| Kr 6    | 41.851           | 10.384 | 23.655                         | 14.164                         | 4.010            | 1.846 |
| Kr 7    | 40.753           | 10.449 | 23.385                         | 16.012                         | 3.546            | 2.205 |
| Kr 8    | 40.522           | 8.912  | 24.269                         | 17.490                         | 3.650            | 1.909 |
| Kr 9    | 43.852           | 10.346 | 19.800                         | 16.489                         | 3.273            | 1.328 |
| Kr 10   | 42.701           | 11.017 | 20.616                         | 15.626                         | 3.488            | 2.148 |
| Kr 11   | 42.206           | 11.752 | 20.536                         | 15.973                         | 3.162            | 2.006 |
| Kr 12   | 41.127           | 11.393 | 23.951                         | 15.216                         | 3.915            | ND*   |
| Kr 13   | 40.423           | 12.356 | 21.830                         | 16.043                         | 3.407            | 2.400 |
| Ka 1    | 41.640           | 11.031 | 21.441                         | 18.528                         | 2.856            | 3.727 |
| Ka 2    | 41.852           | 10.422 | 21.679                         | 17.561                         | 2.848            | 3.910 |
| Ka 3    | 41.834           | 10.215 | 21.088                         | 18.941                         | 3.193            | 2.826 |
| Ka 4    | 44.165           | 13.362 | 16.354                         | 17.294                         | 3.060            | 2.076 |

\* ND: Not detected - *tespit edilemeyen*





**Figure 6.** Comparative graph of major element results of basalt samples from Sumaki Höyük, Mt. Karacadağ and Mt. Kıradağ.

**Şekil 6.** Sumaki Höyük, Karacadağ ve Kıradağ'dan alınan bazalt örneklerinin ana element sonuçlarının karşılaştırmalı grafiği.

Minor element (Cr, Zr, Nb) results, which can be useful for determining the provenance of the basalts of Sumaki Höyük compared to Mount Kıradağı and Mount Karacadağ, support the major element results. While Cr was not detected in Sumaki Höyük and Mount Kıradağı samples, it was found to be 0.0089% in the Karacadağ basalt samples (Table 2). Although Zr was 0.02% in and Kıradağı basalts it was 0.01% in the Karacadağ basalts. Nb contents of Sumaki Höyük, Mt. Kıradağı and Mt. Karacadağ similar to each other (Table 2).

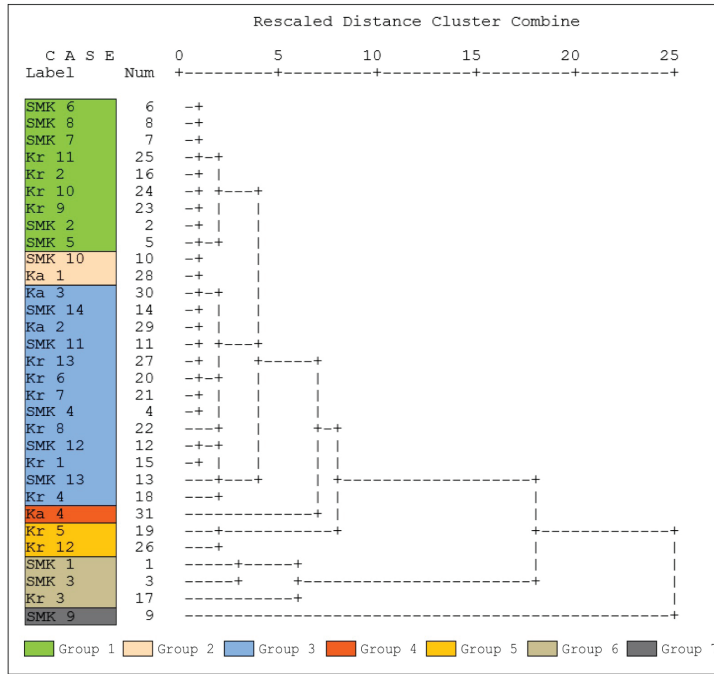
The stones identified in Sumaki Höyük Neolithic settlement, arranged in rows by the occupants, were nearly all basalt. Within the study area, basalt units are found on Mt. Kıradağı, 2.7

km south-southwest in a beeline from Sumaki Höyük and the basalt sources of Mt. Karacadağ is about 70 km to the east from this site. Basalt fragments taken from Sumaki Höyük and the basalt raw samples from Mt. Kıradağı and also Mt. Karacadağ source areas have been examined for mineralogical and chemical compositions. Cluster analysis were performed using the SPSS 17.0. While these samples were divided into seven groups in the classification made by considering all elements (Figure 6), four groups were determined to examine minor elements (Figure 7). In both groupings, it is understood that one sample came from a different source. Minor element investigation gave more accurate and consistent results and is more compatible with settlement dynamics.

**Table 2.** Minor element compositions of basalt samples from Sumaki Höyük, Mt. Karacadağ and Mt. Kıradağ  
**Çizelge 2.** Sumaki Höyük, Karacadağ ve Kıradağ'dan alınan bazalt örneklerinin eser element bileşimleri.

| Samples | Minor elements (ppm) |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
|---------|----------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
|         | P                    | K      | V      | Cr     | Mn     | Ni     | Cu     | Zn     | As     | Br     | Rb     | Sr     | Y      | Zr     | Nb     | Mo     | Pt     | Au     | Pb     |
| Smk 1   | 1.3275               | 0.6716 | 0.0251 | ND     | 0.1549 | 0.0001 | 0.0054 | 0.0096 | 0.0006 | 0.0001 | 0.002  | 0.0414 | 0.0048 | 0.0235 | 0.0025 | 0.0009 | 0.0023 | 0.0008 | 0.0007 |
| Smk 2   | 1.1399               | 0.9427 | 0.0379 | ND     | 0.1805 | 0.0001 | 0.005  | 0.0103 | ND     | 0.0001 | 0.0026 | 0.046  | 0.0059 | 0.0258 | 0.0032 | 0.0007 | 0.0024 | ND     | 0.0009 |
| Smk 3   | 0.5649               | 0.894  | 0.0277 | ND     | 0.1335 | 0.0001 | 0.0053 | 0.0106 | 0.0004 | 0.0001 | 0.0029 | 0.0382 | 0.0046 | 0.0232 | 0.0031 | 0.0006 | 0.0022 | 0.0007 | 0.0018 |
| Smk 4   | 2.1741               | 0.7416 | 0.0281 | ND     | 0.1843 | 0.0001 | 0.0053 | 0.0121 | 0.0025 | ND     | 0.002  | 0.0387 | 0.0056 | 0.0248 | 0.0027 | 0.0007 | 0.002  | 0.0009 | 0.0006 |
| Smk 5   | 1.3411               | 1.1496 | 0.0314 | ND     | 0.1494 | 0.0001 | 0.0052 | 0.0104 | ND     | 0.0001 | 0.0027 | 0.0467 | 0.0059 | 0.0255 | 0.0033 | 0.0008 | 0.0027 | 0.0006 | 0.0012 |
| Smk 6   | 1.5061               | 0.9491 | 0.0306 | ND     | 0.1752 | 0.0001 | 0.006  | 0.0097 | ND     | 0.0001 | 0.0022 | 0.0451 | 0.0053 | 0.0258 | 0.0031 | 0.0008 | 0.0025 | 0.0007 | 0.0013 |
| Smk 7   | 0.7199               | 1.0362 | 0.027  | ND     | 0.1411 | 0.0001 | 0.0063 | 0.0113 | 0.0013 | 0.0001 | 0.003  | 0.0417 | 0.005  | 0.0255 | 0.0034 | 0.0009 | 0.0026 | 0.0005 | 0.0021 |
| Smk 8   | 1.2291               | 0.8901 | 0.0458 | ND     | 0.1743 | 0.0001 | 0.0054 | 0.0103 | 0.0004 | ND     | 0.0026 | 0.0447 | 0.0055 | 0.0266 | 0.0033 | 0.001  | 0.0021 | 0.0005 | 0.0011 |
| Smk 9   | 1.2347               | 1.1151 | 0.0393 | ND     | 0.273  | 0.0001 | 0.0058 | 0.0118 | ND     | 0.0001 | 0.003  | 0.0507 | 0.0063 | 0.0293 | 0.0034 | 0.0009 | 0.0027 | 0.0007 | 0.0011 |
| Smk 10  | 1.1283               | 0.9867 | 0.0381 | ND     | 0.1814 | 0.0001 | 0.0047 | 0.01   | ND     | ND     | 0.0026 | 0.0445 | 0.0058 | 0.025  | 0.0031 | 0.0007 | 0.0021 | 0.0005 | 0.0009 |
| Smk 11  | 1.3259               | 0.8175 | 0.0339 | ND     | 0.2844 | 0.0001 | 0.0062 | 0.0116 | ND     | 0.0001 | 0.002  | 0.0436 | 0.0065 | 0.0275 | 0.0036 | 0.0012 | 0.0026 | 0.0005 | 0.001  |
| Smk 12  | 0.8301               | 1.0967 | 0.0365 | ND     | 0.1979 | 0.0001 | 0.0066 | 0.011  | ND     | ND     | 0.003  | 0.0394 | 0.0053 | 0.0261 | 0.0033 | 0.0012 | 0.0024 | ND     | 0.0007 |
| Smk 13  | 1.1248               | 0.9336 | 0.0258 | ND     | 0.1942 | 0.0001 | 0.0058 | 0.011  | ND     | 0.0001 | 0.0029 | 0.0439 | 0.0049 | 0.0241 | 0.0035 | 0.0015 | 0.0023 | 0.0005 | 0.0009 |
| Smk 14  | 0.9049               | 0.7179 | 0.0267 | ND     | 0.1854 | 0.0001 | 0.0054 | 0.0114 | ND     | 0.0001 | 0.002  | 0.0368 | 0.006  | 0.0265 | 0.0033 | 0.0009 | 0.0022 | ND     | 0.0006 |
| Kr 1    | 1.098                | 1.0099 | 0.0341 | ND     | 0.2098 | 0.0001 | 0.0067 | 0.0103 | 0.0005 | ND     | 0.0026 | 0.0378 | 0.0061 | 0.0276 | 0.0036 | 0.0013 | 0.0028 | 0.0005 | 0.0007 |
| Kr 2    | 1.1945               | 1.0769 | 0.0353 | ND     | 0.1881 | 0.0001 | 0.0053 | 0.0118 | 0.0006 | ND     | 0.0025 | 0.0424 | 0.0062 | 0.0265 | 0.0032 | 0.001  | 0.0023 | 0.0006 | 0.0009 |
| Kr 3    | 0.6791               | 0.6701 | 0.0366 | ND     | 0.1644 | 0.0001 | 0.0045 | 0.0093 | ND     | 0.0001 | 0.002  | 0.0314 | 0.0051 | 0.0238 | 0.0031 | 0.0013 | 0.0022 | 0.0006 | 0.0008 |
| Kr 4    | 0.6444               | 1.0242 | 0.024  | ND     | 0.1958 | 0.0001 | 0.0051 | 0.0122 | 0.0005 | 0.0001 | 0.0025 | 0.0257 | 0.0052 | 0.0288 | 0.0039 | 0.0011 | 0.0026 | ND     | 0.001  |
| Kr 5    | 0.6442               | 0.9305 | 0.0259 | ND     | 0.146  | 0.0001 | 0.0065 | 0.0096 | 0.0007 | ND     | 0.0027 | 0.0395 | 0.0054 | 0.0274 | 0.0044 | 0.0022 | 0.0028 | 0.0008 | ND     |
| Kr 6    | 1.0413               | 0.7919 | 0.0273 | ND     | 0.2121 | 0.0001 | 0.0064 | 0.0119 | ND     | 0.0001 | 0.0031 | 0.0432 | 0.0053 | 0.0253 | 0.003  | 0.0012 | 0.0025 | 0.0006 | 0.0007 |
| Kr 7    | 0.9056               | 0.7509 | 0.0206 | ND     | 0.1916 | 0.0001 | 0.006  | 0.0119 | ND     | 0.0001 | 0.0019 | 0.0375 | 0.006  | 0.0268 | 0.0038 | 0.0015 | 0.0024 | 0.0006 | 0.0006 |
| Kr 8    | 0.7568               | 0.6283 | 0.0343 | ND     | 0.248  | 0.0001 | 0.0068 | 0.0124 | 0.0004 | 0.0001 | 0.0019 | 0.0389 | 0.0058 | 0.0276 | 0.0035 | 0.0013 | 0.0026 | ND     | 0.0008 |
| Kr 9    | 1.1709               | 1.2999 | 0.0423 | ND     | 0.162  | 0.0001 | 0.0046 | 0.0097 | 0.0003 | 0.0001 | 0.0028 | 0.0435 | 0.0058 | 0.0252 | 0.0032 | 0.0012 | 0.0029 | 0.0007 | 0.0006 |
| Kr 10   | 1.202                | 1.0712 | 0.028  | ND     | 0.2004 | 0.0001 | 0.0048 | 0.0117 | ND     | 0.0001 | 0.0025 | 0.0424 | 0.006  | 0.0261 | 0.0034 | 0.001  | 0.0026 | 0.0007 | 0.0012 |
| Kr 11   | 1.2043               | 0.8664 | 0.0317 | ND     | 0.2397 | 0.0001 | 0.0052 | 0.0109 | ND     | 0.0001 | 0.0019 | 0.0436 | 0.0058 | 0.0264 | 0.0034 | 0.0011 | 0.0023 | 0.0007 | 0.0009 |
| Kr 12   | 1.0432               | 0.831  | 0.0296 | ND     | 0.2168 | 0.0001 | 0.0065 | 0.0122 | ND     | 0.0001 | 0.002  | 0.0439 | 0.0062 | 0.0273 | 0.0039 | 0.0017 | 0.0026 | 0.0006 | 0.0011 |
| Kr 13   | 0.8995               | 0.7411 | 0.0225 | ND     | 0.2069 | 0.0001 | 0.0042 | 0.0116 | ND     | 0.0001 | 0.002  | 0.0391 | 0.0055 | 0.0271 | 0.0035 | 0.0012 | 0.0024 | 0.0005 | 0.0005 |
| Ka 1    | 0.1279               | 0.0189 | ND     | 0.0075 | 0.1606 | 0.0103 | 0.0116 | 0.0124 | ND     | ND     | 0.0007 | 0.0532 | 0.0023 | 0.0168 | 0.0037 | 0.001  | 0.0021 | 0.0004 | 0.0007 |
| Ka 2    | 0.2469               | 0.4773 | 0.0143 | 0.0103 | 0.1188 | 0.0172 | 0.0165 | 0.0104 | ND     | 0.0001 | 0.0008 | 0.0596 | 0.002  | 0.0151 | 0.004  | 0.0012 | 0.0022 | 0.0007 | ND     |
| Ka 3    | 0.1771               | 0.5166 | 0.0342 | ND     | 0.2108 | 0.0139 | 0.0166 | 0.0094 | ND     | ND     | 0.001  | 0.0617 | 0.0022 | 0.0154 | 0.0041 | 0.0011 | 0.0025 | ND     | ND     |
| Ka 4    | 0.4836               | 1.1457 | 0.0252 | ND     | 0.1009 | 0.0042 | 0.0081 | 0.0072 | ND     | ND     | 0.0018 | 0.0719 | 0.0025 | 0.0182 | 0.005  | 0.002  | 0.0024 | ND     | 0.0006 |

\* ND: Not detected - tespit edilemeyen



**Figure 7.** Dendrogram comparing and clustering basalt samples according to all elements of P-EDXRF analyses.

**Şekil 7.** P-EDXRF analizlerinde elde edilen tüm elementlerin verilerine göre bazalt numunelerini karşılaştırma ve sınıflandırma dendrogramı.

The fourteen samples from Sumaki Höyük form 7 different groups. The first group forms a cluster with five basalt samples from Sumaki Höyük (Smk 2, Smk 5, Smk 6, Smk 7 and Smk 8) that can be grouped with four Mount Kıradağı sample (Kr 2, Kr 9, Kr 10 and Kr 11). As a source, the similarity between the Mount Kıradağı basalt, very close to the study area, and Sumaki Höyük basalt fragments was already predicted. Therefore, we obtained analytical evidence of the expected result. In Group 2, only one sample from Sumaki Höyük (Smk 10) formed a group with Mount Karacadağ (Ka 1). Group 3 includes two samples (Smk 11 and Smk 14) that constitute a group with the Mount Karacadağ basalt (Ka 2, Ka 3) samples and three (Smk 4, Smk 12, Smk 13) Sumaki Höyük samples make another internal group with Mount Kıradağı (Kr 1, Kr 4, Kr 6, Kr 7, Kr 8 and Kr 13). Group 4 includes only one sample (Ka 4) taken from the distant location of Mount Karacadağ (Şanlıurfa-Siverek) while the

other samples (Ka 1, Ka 2 and Ka 3) come from the Diyarbakır part of Karacadağ basalt. Group 5 includes two samples from Mount Kıradağı that are dissimilar with Sumaki Höyük archaeological samples. Group 6 includes two Sumaki Höyük samples (Smk 1 and Smk 3) that make a group with one Mount Kıradağı (Kr 3) sample. The last group is Group 7, where the basalt at Sumaki Höyük exhibits no resemblance to the basalt formations of the Kıradağı and Karacadağ mountains (Figure 7). The Group 7 sample (Smk 9) may have been imported from another culture that used a different basalt source not analysed in this research.

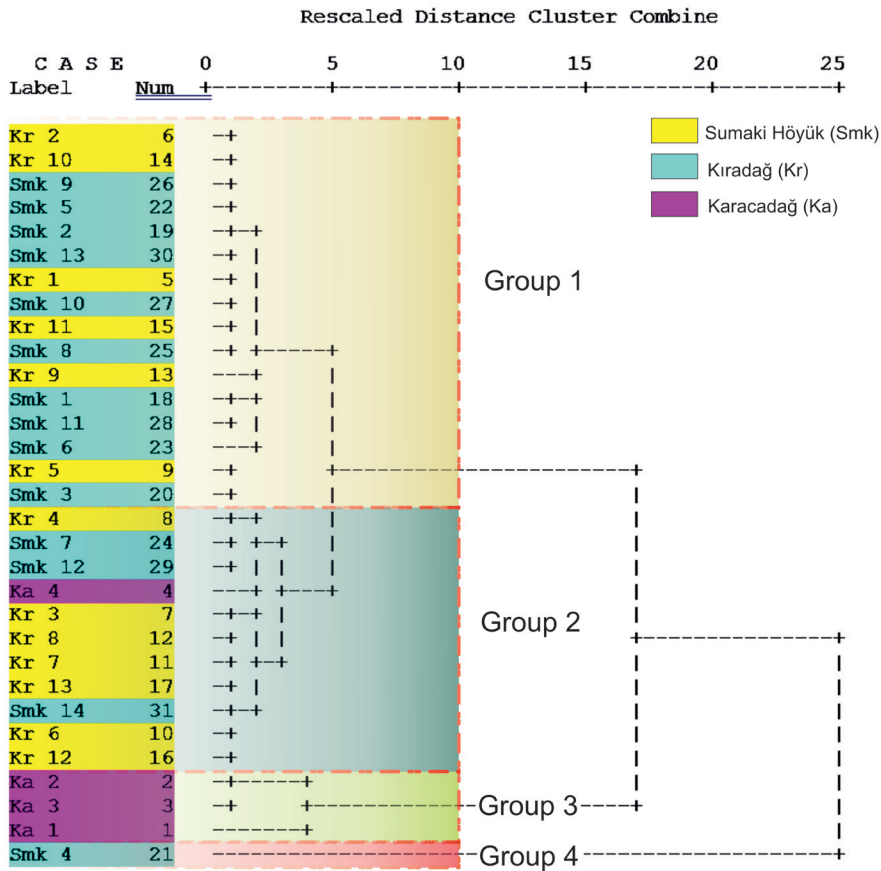
To summarize, while 10 samples from Sumaki Höyük make groups with Mount Kıradağı, three samples can be grouped with Mount Karacadağ, and one sample makes a group with neither of them. It is not very accurate to establish this relationship with single examples. However, it should not be ignored that this relationship



analyses error in classification analyses may also occur. While there is a basalt source area very close (2.5 km), transporting basalt blocks weighing 55-60 kg from a distance of about 70 km is not only possible, but it is a very difficult task considering the period. Despite this proposition, the fact that the Neolithic communities of Sumaki Höyük were quite active in some periods may indicate the existence of different groups supplying materials from different sources at different periods.

The fourteen samples from Sumaki Höyük form 4 different groups. The first group forms a cluster with nine basalt samples from Sumaki Höyük (Smk 1, 2, 5, 6, 8, 9, 10, 11) that can be grouped with four Mount Kıradağı samples (Kr 1, 2, 9 and 10). As a source, the similarity between

the Mount Kıradağı basalt, very close to the study area, and Sumaki Höyük basalt fragments was already predicted, and the major elements dendrogram mostly support same results. Therefore, we obtained analytical evidence of the expected result. In Group 2, four samples from Sumaki Höyük (Smk 3, 7, 12, 14) formed a group with nine samples of Mount Kıradağı (Kr 3, 4, 5, 6, 7, 8, 12 and 13) and one sample from Mount Karacadağ (Ka 4). Group 3 includes only three samples from Mount Karacadağ (Ka 1-3). Group 4 includes just one sample from Sumaki Höyük (Smk 4). This sample was probably brought and used from a different source area than Kıradağı and Karacadağ basalt (Figure 8).



**Figure 8.** Dendrogram clustering basalt samples according to minor elements of P-EDXRF analyses

*Şekil 8. P-EDXRF eser element sonuçlarına göre bazalt numunelerini sınıflandırma dendrogramı*

Major and minor element dendrogram (Figure 7 and 8) results support each other in terms of Sumaki Höyük samples (except one sample) gathered from the nearest Mount Kıradağı which was expected to be because of location.

To understand the correlation of the major elements of the P-EDXRF analyses results, a binary correlation table was created using SPSS 17.0. There is a positive correlation of ,672 between Si and Al, that is, as silicon increases, aluminium also increases. Another significant is the positive correlation of ,598 between Ti and Fe and ,523 between Mg and Si. There is a negative correlation of ,598 between Ca and Fe, and ,539 between Ca and Si (Table 3)

The first habitation of the settlement is dated to 9084±57 cal BP. This earliest period is represented by Phase N7 with “temporary campsite” features; a series of post-bases or holes in different locations and hearths and fire pits that were identified in a nearly 250 m<sup>2</sup> area (Area B) on the natural soil. During Phase N6, which is dated to 8708±90 - 8594±49 BP, the settlement area was densely inhabited with discrete regular, partly permanent structures that were constructed by the piled earth technique without stone footings. Although the settlement appears to have a particular pattern in Phase N6, there is no planned use supporting a long-term settled lifestyle, such as the presence of public buildings, a varied external organization, architectural elements reflecting ritual traditions, and underfloor burials or burial areas.

**Table 3.** Correlation analyses of basalt samples from Sumaki Höyük, Mt. Kıradağı and Mt. Karacadağ

**Çizelge 3.** Sumaki Höyük, Kıradağı ve Karacadağ bazalt örneklerinin korelasyon analizi.

|           |                     | Correlations |         |         |       |         |        |         |
|-----------|---------------------|--------------|---------|---------|-------|---------|--------|---------|
|           |                     | Mg           | Al      | Si      | K     | Ca      | Ti     | Fe      |
| <b>Mg</b> | Pearson Correlation | 1            | ,497**  | ,523**  | -,275 | -,169   | ,055   | ,245    |
|           | Sig. (2-tailed)     |              | ,004    | ,003    | ,134  | ,363    | ,771   | ,184    |
|           | N                   | 31           | 31      | 31      | 31    | 31      | 31     | 31      |
| <b>Al</b> | Pearson Correlation | ,497**       | 1       | ,672**  | -,019 | -,492** | -,060  | ,359*   |
|           | Sig. (2-tailed)     | ,004         |         | ,000    | ,920  | ,005    | ,750   | ,047    |
|           | N                   | 31           | 31      | 31      | 31    | 31      | 31     | 31      |
| <b>Si</b> | Pearson Correlation | ,523**       | ,672**  | 1       | ,449* |         | ,152   | ,231    |
|           | Sig. (2-tailed)     | ,003         | ,000    |         | ,011  | ,002    | ,413   | ,210    |
|           | N                   | 31           | 31      | 31      | 31    | 31      | 31     | 31      |
| <b>K</b>  | Pearson Correlation | -,275        | -,019   | ,449*   | 1     | -,204   | ,192   | -,238   |
|           | Sig. (2-tailed)     | ,134         | ,920    | ,011    |       | ,272    | ,300   | ,198    |
|           | N                   | 31           | 31      | 31      | 31    | 31      | 31     | 31      |
| <b>Ca</b> | Pearson Correlation | -,169        | -,492** | -,539** | -,204 | 1       | -,255  | -,582** |
|           | Sig. (2-tailed)     | ,363         | ,005    | ,002    | ,272  |         | ,167   | ,001    |
|           | N                   | 31           | 31      | 31      | 31    | 31      | 31     | 31      |
| <b>Ti</b> | Pearson Correlation | ,055         | -,060   | ,152    | ,192  | -,255   | 1      | ,598**  |
|           | Sig. (2-tailed)     | ,771         | ,750    | ,413    | ,300  | ,167    |        | ,000    |
|           | N                   | 31           | 31      | 31      | 31    | 31      | 31     | 31      |
| <b>Fe</b> | Pearson Correlation | ,245         | ,359*   | ,231    | -,238 | -,582** | ,598** | 1       |
|           | Sig. (2-tailed)     | ,184         | ,047    | ,210    | ,198  | ,001    | ,000   |         |
|           | N                   | 31           | 31      | 31      | 31    | 31      | 31     | 31      |

\*\* Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

\* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

Briefly, having more wicker architecture with a simple internal-external area organization and use, the ‘permanent’ settlement in Phase N6 is construed to have had a shorter lifespan than other LPPNB sites.

The succeeding Phase N5 dated from 8526±60 to 8491±50 cal BP, according to the radiocarbon dating of four samples, had a similar character to the previous Phase N6. Here, structures comply with the low terraces of the topography of the period, as in Phase N6, but are more crowded. Both in building layout and construction technique, notable changes are recognized in Phase N5. Like the previous phase, this phase continues the cell building tradition along with multiroomed and double-roomed buildings.

During Phase N4, the primary reason for changes in settlement pattern and architectural traditions is clearly the forced abandonment of the settlement due to the flood/torrent episode experienced at the end of Phase N4 or shortly before Phase N5.

Following the break in occupation in Phase N4, which is dated to 8461±49 - 8436±52 cal BP, rehabilitation of the settlement ended the cell building tradition. However, the construction of multi-roomed and double-roomed buildings with piled earth walls continued, and the number of temporary single-roomed short duration dwellings with reed surroundings/walls increased.

In Phase N3, dated to 8395±28 cal BP, the settlement pattern and architectural tradition of phases N6-N4 disappear. Lasting for nearly 250 years, the permanent settlement transforms into a temporary “campsite” with features partly like Phase N7. Temporary oval structures now replace the practice of permanent buildings and, according to the distribution of artefacts, there was intensive usage of open areas.

In Phase N2, the settlement pattern and spatial distribution density were recreated like phases

N6 and N4. The buildings were located beside each other and built following the topography of the period. The architectural tradition of this phase is single-roomed rectangular-planned temporary buildings. Accordingly, the temporary circular structures from Phase N3 are replaced by temporary rectangular structures.

The final habitation of the Neolithic settlement, represented by Phase N1, is dated to nearly 8150 - 8100 cal BP according to comparative chronological data. The architectural tradition in this phase displays a different style to nearly all the previous phases. In this phase, stone is the dominant construction material. This occupation is represented by rows of large leftover basalt grinding stones placed in different directions, sometimes forming corners. The plentiful lime fragments observed in previous phases are virtually non-existent in the fill from this phase. Based on ethnographic examples, they are like the stone surroundings of tent dwellings in the winter quarters of the Lower Garzan Basin (Sarialtun, 2020). As with the architecture and outdoor organization, noteworthy changes are observed in the artefact assemblage of Phase N1. Plant-tempered either plain or red-washed ware in different forms replaced the mineral-tempered dark-faced burnished hole-mouth ware. Instead of the unfired clay figurines made of bitumen-mixed clay in previous phases, very few fired clay figurines with different shapes were found. All these changes illustrate an entirely different tradition; perhaps the presence of semi-nomadic societies coming from a different region(s).

In the nomadic system, the concept of the group is linked to the line of descent, which forms the basis of social structure in eastern Anatolia, especially the southeast (Beşikçi, 1969). The Alikan tribe selects its winter quarters particularly in the steppes of the Garzan Valley - Beşiri, Kurtalan, Kozluk, Silvan, İdil, Cizre districts - and their surrounding areas. High altitude summer pastures are mainly located around Aveberdan,

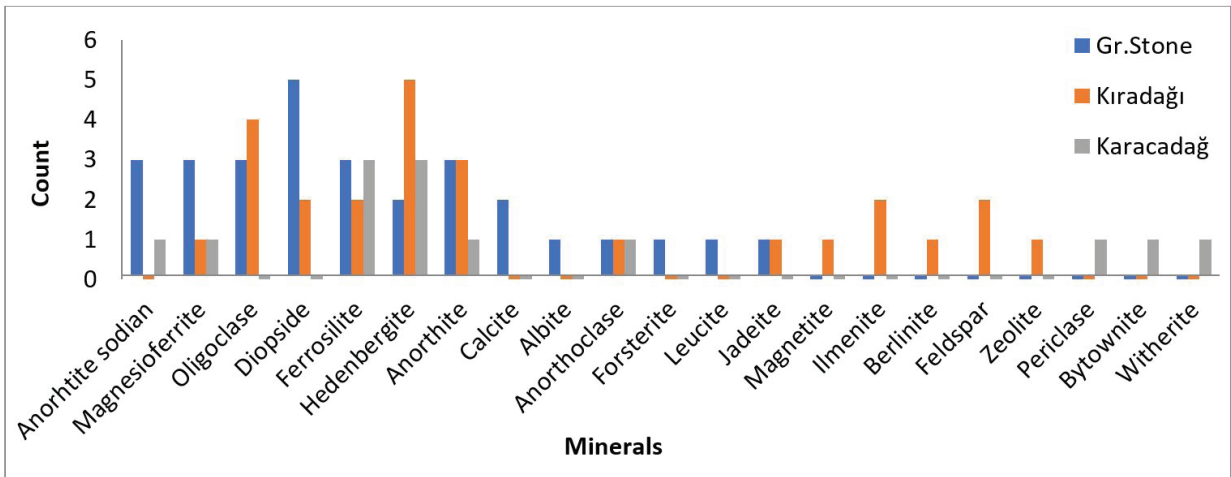


Kariz, Nemrut Dağ, Süphan Dağ, Düay, Çatak, Zövaser, and Lake Van. Basin seems to have developed into a port of call, probably for mobile groups, before they set off for the highlands, such as Nemrut Dağ, Süphan Dağ, and the Lake Van district. From this point of view, it is significant that the Smk 4 basalt sample (Figure 8) was found in Sumaki Höyük settlement. The groups that came to the settlement area of Sumaki Höyük during the north-south movement of the Neolithic semi-nomadic communities, along a route like the current migration route, may have brought a piece of basalt with them as a “souvenir”.

According to the XRD analyses results of the samples taken from Sumaki Höyük basalts, Kıradağı and Karacadağ basalt flows are identified with different minerals (Figure 9, 10). Witherite, Bytownite and Periclase minerals were not detected in Sumaki Höyük and Kıradağı basalt samples (Table 1 & 2) but, they were determined in Karacadağ samples. Diopside, Jadeite and Oligoclase minerals were found in the basalt

samples of Sumaki Höyük and Kıradağı, however, these minerals were not found in the Karacadağ samples. Although Zeolite, Feldspar, Berlinite, Ilmenite, and Magnetite minerals were identified in the Kıradağı samples, they were not found in Sumaki Höyük and Karacadağ samples. This may be due to the limited number of samples and/or periodic formation variations in the Kıradağı basalt. Since Calcium and Albite were clearly identified in soil samples taken from Sumaki Höyük’s Neolithic deposits, their presence in Sumaki Höyük basalt samples indicates that these minerals probably contaminated the grinding tools, which is noteworthy.

According to the XRD analyses, ground stone tools made of basalt with a similar petrographic structure to the Kıradağı basalt have been obtained in Sumaki Höyük (Figure 9, 10). Therefore, previous interpretations that local volcanic material was intensively used at Sumaki Höyük have been proved correct.



**Figure 9.** Comparison of basalt samples from Sumaki Höyük, Mt. Karacadağ and Mt. Kıradağ according to XRD analyses.

**Şekil 9.** Sumaki Höyük, Karacadağ ve Kıradağ bazalt örneklerinin XRD analizine göre karşılaştırılması.

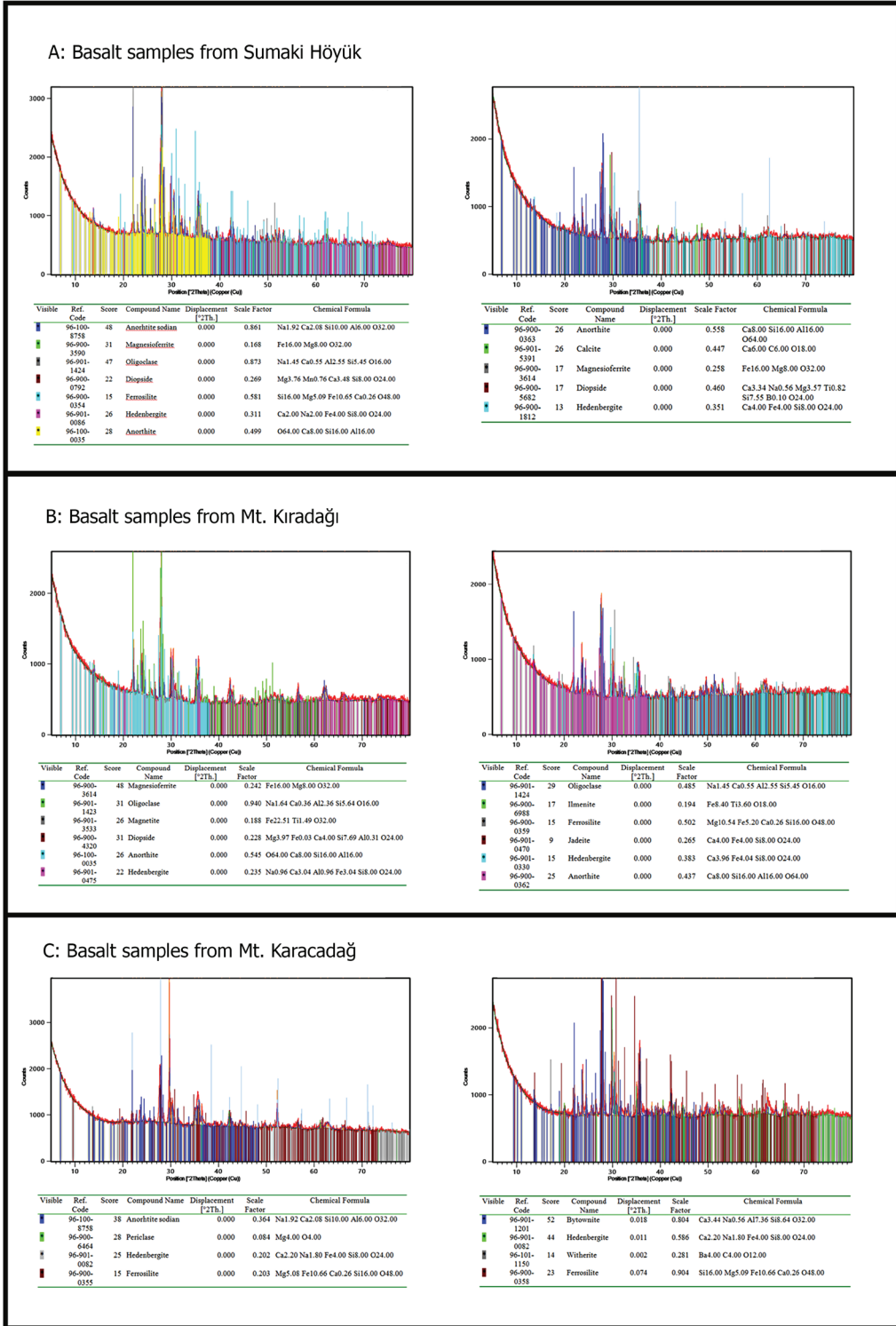


Figure 10. Measured XRD pattern from Sumaki Höyük, Mt. Kıradağı and Mt. Karacadağ.

Şekil 10. Sumaki Höyük, Kıradağı ve Karacadağ'dan ölçülen XRD deseni.

## CONCLUSION

To determine the chemical composition, P-EDXRF was used for analysis, and XRD was used to establish the mineral content of the basalt. The main reason for this was to determine the raw material source of Sumaki Höyük grinding stone objects. P-EDXRF analyses results evaluated the source of the basalts in terms of their major elements. The major elements of Sumaki Höyük (Mg, Si, P, K, Ti and Fe) are very similar and nearly overlap with Mount Kıradağı but differ from Mount Karacadağ. Only the Si result of Sumaki Höyük is very close and there is no significant difference with the Mount Kıradağı and Mount Karacadağ basalts. According to the XRD analyses results, Diopside, Jadeite and Oligoclase were present in the basalt samples of Sumaki Höyük and Kıradağı; however, these minerals were not found in the Karacadağ samples. Witherite, Bytownite and Periclase minerals were not detected in Sumaki Höyük and Kıradağı basalt samples while they were determined in Karacadağ samples. As per the P-EDXRF results, the major and minor element composition of Sumaki Höyük objects is made of basalt from Mount Kıradağı. XRD analyses also supports the P-EDXRF results, because the XRD analyses also suggests that Sumaki Höyük basalt and Mount Kıradağı basalt have the same petrographic features.

## GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

“Sumaki Höyük (Batman, Türkiye) Neolitik Yerleşiminde Bulunan Bazalt Parçalarının Çok Perspektifli Jeokimyasal ve Mineralojik Analizi” başlıklı bu çalışmanın asıl amacı; Sumaki Höyük Neolitik yerleşiminde farklı zamanlarda ve işlevlerde kullanılan bazalt alet ve mimari örneklerin kaynak alanının tespitine yöneliktir. Gerek yerleşimde ele geçen bazalt örnekler gerekse en yakın kaynak alanlarındaki hammadde

niteliğinde bazalt kayaçların kimyasal bileşimini ve mineral içeriğini belirlemek için portatif Enerji dağılımlı X-ışını floresan analizi (P-EDXRF) ve X-ışını kırınımı (XRD) analizi yapılmış ve elde edilen veriler çeşitli analitik yöntemlerle karşılaştırmalı olarak incelenmiştir. Ulaşılan istatistik veriler ile yerleşimin tarihsel seyri karşılıklı olarak ele alınarak hem arkeolojik hem de jeoarkeolojik perspektifle yorumlanmış ve bazı önermeler yapılmıştır.

Sumaki Höyük, Garzan Vadisi'nin kuzey kesiminde, Garzan Çayı'nın yaklaşık 2,5 km doğusunda yer almaktadır (Şekil 1). 2002 yılında “İlusu Baraj Alanı Garzan Vadisi Kültür Envanteri” projesi sırasında ilk kez tespiti yapılan yerleşimin arkeoloji kazılarına 2007 başlanmış ve 2014 yılında son verilmiştir (Erim-Özdoğan ve Sarıaltun 2018). Arkeolojik kazı ve araştırma sonuçlarına göre, söz konusu yerleşim yeri mevsimsel akarsular veya kollar tarafından sınırlandırılan ve güneydoğu-kuzeybatı doğrultusunda hafif eğimli bir yüzeyde kurulmuştur. Sumaki Höyük, asıl olarak Çanak Çömlekli Neolitik dönemde iskan edilmiş olmakla birlikte ilk iskanı FPPNB (Çanak Çömleksiz Neolitik Dönem Sonu) döneminde olup bu ilk iskan “konak alanı” niteliğindedir (Sarıaltun, 2019). Yerleşimin Neolitik dolguları kalibre edilmiş  $C_{14}$  yöntemine göre günümüzden önce  $9084 \pm 57$  ile  $8123 \pm 50$  arasında tarihlendirilmektedir (Sarıaltun, 2019). Neolitik dönem kültür dolgusu 7 evreye ayrılmaktadır. Her biri farklı bir karaktere sahip olan bu 7 evre, yalnızca yerleşim düzeni açısından değil aynı zamanda çanak çömlek, mimari ve diğer arkeolojik buluntular açısından da farklılık göstermektedir.

Kullanılan hammadde kaynaklarının kanıtlarını elde etmek için arkeometrik araştırmalarda genellikle analitik yöntemler kullanılır. Bu bağlamda çoğu çalışma, geçmiş toplumların hammadde kullanımının nedenlerini,



önemini ve yönetimini anlamak için bu tür analizlerin entegre edilmesi gerektiğinden yola çıkarak araştırmalar yapmış ve bazı sonuçlara ulaşmıştır. Bu araştırma Sumaki Höyük'te Neolitik dönem topluluklarının kullandığı bazaltın kaynağını belirlemek ve yerleşimin farklı dönemlerindeki hammadde kaynaklarında değişiklikleri anlamak için analitik bir yaklaşım tercih edilmiştir. Dolayısıyla bu çalışma, Neolitik Döneme tarihlendirilen Sumaki Höyük yerleşim mimarisinde kullanılan bazalt parçalarının hammadde kaynağının belirlenmesine odaklanan bir vaka çalışmasıdır (Şekil 2). Sumaki Höyük'te bazalttan yapılmış ve işlenebilir taş malzeme (bazalt) nedeniyle, arkeolojik yerleşim yeri hem yatay hem de mimari unsurlarının önemli bir kaynağı temsil etmesi nedeniyle dikey farklılıklar açısından da değerlendirilmiştir. (Şekil 3).

Ardos (1996) ve Tolun (1962) 'a göre çalışma sahası ve yakın çevresindeki ana volkanizma, Arap Platformu ile Anadolu Yarımadası'nın çarpışması sonucu oluşan büyük tektonik faylardan çıkan bazalt akıntılarıdır. Güneydoğu Anadolu'da kuzey-güney sıkışmasının bir ürünü olan ve Karacadağ volkanitlerini oluşturan volkanizma Üst Miyosen'de başlamış ve daha sonraki tarihsel dönemlerde de devam etmiştir (Şaroğlu ve Emre, 1987; Tolun, 1962). Yüzeysel akıntıları şeklinde yayılan Karacadağ volkanitleri, genellikle kuzeybatıdan güneydoğuya doğru yayılmıştır. Karacadağ volkanitleri ile ilişkili bazalt akışı (Şekil 5), Kıradağı Formasyonu (Yeşilova ve Helvacı, 2011) ve Karacadağ Bazaltı (Tuna, 1973) isimleri altında incelenmiştir. Ancak Gürcüoğlu ve Turhan (1992) Nemrut Volkanizması'yla da ilişkilendirmektedir. Kıradağı bazalt akıntısının Üst Miyosen yaşlı Şelmo Formasyonu üzerinde geniş bir dağılım göstermemesi ve Karacadağ bazalt akışları ile topografik bir bağlantı bulunamaması nedeniyle daha çok kuzeydeki volkanizma ilişkilendirilmektedir. Kıradağı Bazaltı Şimşek (1979) tarafından Nemrut Volkaniti'nin bir

parçası olarak tanımlanmaktadır. Çalışmaya konu olan Sumaki Höyük yakın çevresindeki Kıradağı bazaltı, Üst Miyosen yaşlı Şelmo Formasyonu ile Pliyosen yaşlı Lahti Formasyonu'nun üzerinde yer alır (Yılmaz ve Duran, 1997). Bununla birlikte bu bazalt akışı Ardos'a (1996), Yeşilova ve Helvacı (2011) tarafından; Batman çöküntüsü ile Aşağı Garzan Havzası arasında 950 m yükseklikte Şelmo Formasyonu üzerinde yer alan Kıradağı bazaltı, yaklaşık 25 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kaplamaktadır. Birimin yaklaşık kalınlığı 20 metredir. Bazalt akıntılarının farklı dönemlerde kalın tabakalı akıntılar halinde biriktiği Siirt-Batman Yolu boyunca görülen kesitlerden anlaşılmaktadır. Bazalt akıntıları sırasında alttaki Şelmo Formasyonu'na ait bej renkli kil yatakları kısmen yanmış ve pembe veya gri karakterli iki jeolojik birim arasında belirgin bir dokanak oluşturmuştur.

Sumaki Höyük'ten elde edilen bazaltlar genellikle Kıradağı'na özgü kimyasal bileşime ve mineralojik özelliklere daha yakındır ve sınıflama analizi de bu ortaklığı net olarak sunmaktadır. Bununla birlikte, bazı istisnalar vardır. Sumaki Höyük'ün farklı kesimlerinden elde edilen bazaltların farklı kaynaklardan gelmesi, muhtemelen çeşitli zamanlarda ve farklı faaliyetlerle ilişkili olarak farklı kaynaklardan malzeme getiren farklı grupların varlığına işaret edebilir. Bu çalışma, Sumaki Höyük'ün erken Neolitik döneminde Kıradağı bazalt akışından yoğun bir şekilde yararlandığını ve daha düşük bir ihtimalle Karacadağ bazaltından da tedarik ettiğini göstermektedir. Bununla birlikte tek örnekle bu ilişkinin kurulması çok doğru değildir. Sınıflama analizindeki bu ilişki analiz hatasının da olabileceğini göz ardı etmemek gerekir. Çok yakınlarında (2,5 km) bazalt kaynak alanı varken; yaklaşık 70 km uzaklıktan 55-60 kg ağırlığındaki bazalt blokların taşınması hem olası değildir hem de dönem dikkate alındığında oldukça güç bir meşakkattir. Bu önermeye rağmen Sumaki Höyük Neolitik topluluklarının bazı dönemlerde

oldukça hareketli olduğunu gerçeği nedeniyle farklı dönemlerde farklı kaynaklardan malzeme tedarik eden farklı grupların varlığını da işaret edebilir. Aşağı Garzan Havzası, Nemrut Dağı, Süphan Dağı ve Van Gölü bölgesi gibi yaylalara çıkmadan önce bugün olduğu gibi geçmişte de hareketli yarı-göçebe gruplar için bir uğrak alanı özelliğindedir. Bu açıdan, Smk 4 bazalt örneğinin (Şekil 7) Sumaki Höyük yerleşiminde bulunmuş olması önemlidir. Neolitik yarı-göçebe toplulukların kuzey-güney hareketi sırasında Sumaki Höyük yerleşim alanına bugünkü göç yolu gibi bir yol boyunca gelen gruplar tarafından yerleşmeye taşınmış, yanlarında "hatıra" olarak bir parça bazalt getirmiş, olabilir. Alınan örneğin olası tüm ağırlığı 3 kg geçemeyecek olması da mineralojik farklılıkla birlikte, taşınma olasılığını da mümkün kılan bir diğer nedendir.

Sumaki Höyük'ün ana elementleri (Mg, Si, P, K, Ti ve Fe) Kıradağı ile çok benzer ve hemen hemen örtüşürken, Karacadağ'dan farklıdır. Sadece Sumaki Höyük'ün Si sonucu çok yakın olup, Kıradağı ve Karacadağ bazaltları ile önemli bir fark yoktur. XRD analiz sonuçlarına göre Sumaki Höyük ve Kıradağı bazalt örneklerinde diopsit, jadeit ve oligoklas; ancak bu minerallere Karacadağ örneklerinde rastlanmamıştır. Sumaki Höyük ve Kıradağı bazalt örneklerinde Viterit, bitovnit ve periklaz minerallerine rastlanmazken, Karacadağ örneklerinde ise bu mineraller tespit edilmiştir. P-EDXRF sonuçlarına göre Sumaki Höyük objelerinin major ve minor element bileşimi Kıradağı bazaltlarıyla ilişkisini kanıtlamaktadır. XRD analizi de P-EDXRF sonuçlarını önemli ölçüde destekler niteliktedir.

Bu sonuçlar, Sumaki Höyük ve benzeri diğer Neolitik yerleşimlerdeki hammadde kaynakları ve malzeme dağılımı üzerine gelecekteki çalışmalar için önemli bir temel oluşturma niteliğindedir. Ayrıca, bazalt kullanımının yerleşim stratejisi, mimari gelenek ve çanak çömlek üretim süreçleri

üzerindeki etkileri ile Neolitik dönemdeki sosyal ve ekonomik ağları anlamada bu çalışma değerli bilgiler sunmaktadır. Bu interdisipliner çalışma, Sumaki Höyük'ün yerleşim stratejisini ve yapısal örüntüsü hakkında yeni perspektifler sunmakla kalmayıp, aynı zamanda kapsamlı arkeometrik incelemelerin Neolitik yerleşimlerin anlaşılmasında nasıl kullanılabileceğine dair bir model de sunmaktadır.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This research did not receive any specific grant from funding agencies in the public, commercial, or not-for-profit sectors. The third author (M.A) was not involved at any part of the editorial process of this article. And this study partly benefited from the doctorate thesis which is entitled "The Neolithic Architectural Structures and Cultural Landscape of Sumaki Höyük" by S. Sarialtun and also the oral presentation in the 71<sup>st</sup> Geological Congress of Turkey entitled "Raw Material Source Identification of Ground Stone Tools from Sumaki Höyük Using Multiple Analytical Methods" by S. Sarialtun and M. Aydın. Although the data of both pioneering studies are partially used, the deficiencies of these studies have been corrected and their interpretations have been strengthened. We would like to thank once again the staff of the İYTE-MAM laboratory for XRD analyses and the Batman University Archaeometry laboratory for P-EDXRF analyses. Mr. Graham Lee is thanked for proofreading the English text of the article.

## ORCID

Savaş Sarialtun  <https://orcid.org/0000-0003-4190-3727>

Mahmut Aydın  <https://orcid.org/0000-0003-4707-5387>

Mustafa Avcıoğlu  <https://orcid.org/0000-0002-1590-0832>

**REFERENCES / KAYNAKLAR**

- Altınlı, E. (1966). Geology of Eastern and Southeastern Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration (MTA Dergisi)*, 66, 35-77. <https://dergi.mta.gov.tr/index.php?id=arsiv>
- Antonelli, F., Columbu, S., Raaijmakers, M. V. & Andreoli, M. (2014). An archaeometric contribution to the study of ancient millstones from the Mulargia area (Sardinia, Italy) through new analytical data on volcanic raw material and archaeological items from Hellenistic and Roman North Africa. *Journal of Archaeological Science*, 50(1), 243-26. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2014.06.016>
- Ardos M. (1996). *Türkiye'de Kuaterner Jeomorfolojisi*. Çantay Kitapevi, İstanbul.
- Baklouti, S., Maritan, L., Ouazaa N.L., Mazzoli, C., Kassaa, S.L., Joron, J.L., Fouzaï, B., Duocastella, L.C. & Labayed-Lahdari, M. (2015). African terra sigillata from Henchir Es-Srira archaeological site, central Tunisia: Archaeological provenance and raw materials based on chemical analysis. *Applied Clay Science*, 105-106, 27-40. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2014.12.020>
- Beşikçi İ. (1969). *Doğuda Değişim ve Yapısal Sorunlar - Göçebe Alikan Aşireti*. Doğan Yayınevi, İstanbul.
- Braidwood R. J. (1982). The Hilly Flanks and Beyond: Essays on the Prehistory of Southwestern Asia. Young, T. C. Jr., Smith, P.E.L., Mortensen, P. (Eds), *Studies in Ancient Oriental Civilization*. University of Chicago Press, SAOC 36.
- Caricola, I., Breglia, F., Larocca, F., Hamon, C., Lemorini, C. & Giligny, F. (2020). Prehistoric exploitation of minerals resources. Experimentation and use-wear analysis of grooved stone tools from Grotta della Monaca (Calabria, Italy). *Archaeological and Anthropological Sciences*, 12, 259-285. <https://doi.org/10.1007/s12520-020-01219-7>
- Delage, C. & Webb, J. (2020). Cherts and prehistory in the Near East... recent advances: An introduction. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 32, Article 102446. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2020.102446>
- Eren, M. I., Roos, C. I., Story, B. A., Cramon-Taubadel, N. & Lycett, S.J. (2014). The role of raw material differences in stone tool shape variation: an experimental assessment. *Journal of Archaeological Science*, 49, 472-487. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2014.05.034>
- Erim-Özdoğan, A. & Sarıaltun, S. (2018). Sumaki Höyük, Batman/Beşiri. İlsu Barajı Projesi Kurtarma Kazıları. p. 55-88. Batman Müzesi Yayını.
- Friedman, E. S., Sato, Y., Alatas, A., Johnson, C. E., Wilkinson, T. J., Yener K. A. & Alp E. E. (1999). An X-Ray Fluorescence study of lake sediments from ancient Turkey using synchrotron radiation. *Denver X-ray Conference (DXC) on Applications of X-ray Analysis No. 42*, 151-160.
- Gaziulusoy-Yıldız Z. E. (2008). *Depositional Stacking Patterns and Cycles of Garzan Formation in the Garzan-Germik Oil Field: An Approach to Cycle to Log Correlation* [Unpublished PhD. Dissertation]. Middle East Technical University, Ankara, Turkey.
- Greenough, J. D., Gorton, P. M. & Greenough, L. M. (2001). Whole-Rock Fingerprints of Egyptian Basalts and the Provenance of Egyptian Artefacts. *Geoarchaeology*, 16 (7), 763-784. <https://doi.org/10.1002/gea.1019>
- Güngör-Yeşilova, P. (2012). *Kurtalan (GB Siirt) Civarı Evaporit İçeren Germik Formasyonunun Sedimentolojisi, Mineralojik-Petrografik İncelenmesi ve Diyajenezi* [Ph.D. Dissertation]. Yüzüncü Yıl University, Van, Turkey.
- Gürcüoğlu, M. C. & Turhan, N. (1992). *Muş-133 Sheet:100.000 Scale Geological Map Series of Turkey*. MTA Publications, Ankara.
- Harrell, J. A. (1992). Ancient Egyptian Limestone Quarries: A Petrological Survey. *Archaeometry*, 34(2), 195-211. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1992.tb00492.x>
- Lemonnier, P. (1986). The study of material culture today: Toward an anthropology of technical systems. *Journal of Archaeological Science*, 5(2), 147-186. [https://doi.org/10.1016/0278-4165\(86\)90012-7](https://doi.org/10.1016/0278-4165(86)90012-7)



- Mantler, M. & Schreiner, M. (2000). X-Ray Fluorescence Spectrometry in Art and Archaeology. *X-RAY SPECTROM (Special Issue)*, 29(1), 3-17. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-4539\(200001/02\)29:1<3::AID-XRS398>3.0.CO;2-O](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-4539(200001/02)29:1<3::AID-XRS398>3.0.CO;2-O)
- Sarialtun, S. (2019). *The Neolithic Architectural Structures and Cultural Landscape of Sumaki Höyük* [PhD Dissertation]. Nanterre University, Paris, France.
- Sarialtun, S. (2020). *The Neolithic Architectural Structures and Cultural Landscape of Sumaki Höyük - with microarchaeological and ethnoarchaeological perspectives*. Paradigma Akademi Yayınları, Çanakkale.
- Sarialtun, S. & Aydın, M. (2018). Çoklu Analitik Yöntemlerle Sumaki Höyük Sürtme Taş Aletlerinin Hammadde Kaynak Belirlemesi. M. Avcıoğlu, T. Kurttaş, F. Toksoy Köksal, Y. Eyüboğlu, A. Baba, E. Yiğitbaş (Eds.), *71. Türkiye Jeoloji Kurultayı (23-27 Nisan 2018, Ankara) Bildiri Özleri ve Tam Metin Bildiriler Kitabı* (p. 445-446). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları. [https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/9ee599173fc3528\\_ek.pdf](https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/9ee599173fc3528_ek.pdf)
- Schackley, M. S. (2011). An Introduction to X-Ray Fluorescence (XRF) Analysis in Archaeology. In: M.S., Shackley (Ed.), *X-Ray Fluorescence Spectrometry (XRF) in Geoarchaeology* (pp. 7-44). Springer. [https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4419-6886-9\\_1](https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4419-6886-9_1)
- Schreiner, M., Frühmann, B., Jembrih-Simbürger, D. & Linke R. (2004). X-Rays in Art and Archaeology: An Overview. *Powder Diffraction*. 19(1), 3-11. <https://doi.org/10.1154/1.1649963>
- Shrivastava, V. S. (2009). X-Ray Diffraction and Mineralogical Study of Soil: A Review. *JACR*. 9, 41-51. <https://www.sid.ir/en/journal/ViewPaper.aspx?id=195646>
- Sunkar, M. & Tanbul, S. (2012). Iluh Deresi (Batman) Havzası'nın Jeomorfolojisi. *Coğrafya Dergisi*, 1(24), 38-60. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/iucografya/issue/25069/264616>
- Şaroğlu, F. & Emre, Ü. (1987). Karacadağ Volkanitlerinin Genel Özellikleri ve Güneydoğu Anadolu Otoktonundaki yeri. In *Proceeding of the 7th Biannual Petroleum Congress of Turkey* (pp. 384-391).
- Şenel, M. (2007). *Geological Map of the Mardin -M46 Quadrangle*, (M. Şenel (Ed.)). General Directorate of Mineral Research and Exploration & Turkish Petroleum of General Directorate.
- Şimşek, R. (1979). *Yukarı Dicle Havzası Hidrojeolojik Etüt Raporu* (Rapor No:1054). DSİ Genel Müdürlüğü
- Tarhan, N. (2002). *1:500,000 scale Geological Maps of Turkey, Erzurum Sheet*, (M. Şenel (Ed.)). General Directorate of Mineral Research and Exploration.
- Tolun N. (1962). *Diyarbakır Sheet:500,000 Scale, Explanatory Text of The Geological Map of Turkey*. MTA Publications, Ankara.
- Tuna, D. (1973). *VI. Bölge Litostratigrafi Birimleri Adlandırmasının Açıklayıcı Raporu* (Report no: 813). Turkish Petroleum Int. Co. (TPIC) (TPAO in Turkish acronym).
- Turhan, N., Balcı V. & Günay Y. (2002). *1:500,000 scale Geological Maps of Turkey, Diyarbakır Sheet*, (M. Şenel (Ed.)). General Directorate of Mineral Research and Exploration.
- Waelkens, M., Herz, N. & Moens, L. (1992). *Ancient Stones: Quarrying, Trade and Provenance - Interdisciplinary Studies on Stones and Stone Technology in Europe and Near East from the Prehistoric to the Early Christian Period*. Leuven University Press, Leuven.
- Whittaker, J., Kamp, K. & Yılmaz, E. (2009). Çakmak Revisited: Turkish Flintknappers Today. *Lithic Technology*, 34(2), 93-110. <https://www.jstor.org/stable/23273654>
- Wilson, L. (2007). Understanding Prehistoric Lithic Raw Material Selection: Application of a Gravity Model. *Journal of Archaeological Method and Theory*, 14, 388-411. <https://doi.org/10.1007/s10816-007-9042-4>

- Yeşilova, Ç., 2012. *Baykan-Kurtalan-Şirvan (Siirt) Arasındaki Tuz İçeren Birimlerin Statigrafik-Sedimentolojik İncelenmesi ve Ekonomik Önemi* [PhD. Dissertation]. Yüzüncü Yıl University, Van, Turkey.
- Yeşilova, Ç. & Helvacı, C. (2011). Batman-Siirt Kuzeyi Stratigrafisi ve Sedimentolojisi. Türkiye. *TPJD*, 23(2), 7-50. <http://www.tpjd.org.tr/images/bultenler/pdf/aralik2011.pdf>
- Yılmaz, E. & Duran, O. (1997). *Güneydoğu Anadolu Bölgesi otokton ve allokton birimlerin stratigrafi sözlüğü*. TPAO Araştırma Merkezi, Eğitim Yayınları, No:31, Ankara.



**Konya İlinin Doğal Varlıkları ve Jeolojik Miras Potansiyeli**  
*Natural Assets and Geological Heritage Potential of Konya Province*

**Nizamettin Kazancı<sup>1,2</sup> , Gülin Gençoğlu Korkmaz<sup>3,4</sup> **

<sup>1</sup>Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06870 Gölbaşı, Ankara, Türkiye

<sup>2</sup>Jeolojik Mirası Koruma Derneği, P.K.10, Maltepe, 06570 Çankaya, Ankara, Türkiye

<sup>3</sup>Konya Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya, Türkiye

<sup>4</sup>Heidelberg University, Institute of Earth Sciences, Almanya

• Geliş/Received: 03.07.2023

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 31.07.2023

• Kabul/Accepted: 31.07.2023

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 13.08.2023

• Baskı/Printed: 20.08.2023

*Research Article/Araştırma Makalesi*

*Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Doğal ve/veya jeolojik miras şehirlere değer katan ve kimlik kazandıran varlıklar olup giderek daha çok dikkat çekmekte ve korunmasına özen gösterilmektedir. Jeolojik miras, bulunduğu bölgenin jeolojik evrimini ve o evrimdeki çok önemli olayları temsil eder. Mevcut bilimsel veriler ışığında jeolojik mirasın belirlenmesi, envanterinin yapılması yerbilimcilerin, bunların tescili ve koruma önlemlerinin alınması, yerel kalkınma için kullanılması ise karar vericilerin sorumluluğundadır. Bu çalışmada, Jeolojik Mirası Koruma Derneği'nin (JEMİRKO) kayıtlarından yararlanılarak, Konya il merkezi ve ilçelerinde var olan jeolojik mirasın tanıtılması ve niteliklerinin tespiti amaçlanmıştır. Araştırma henüz başlangıç aşamasında olup zamanla daha da genişletilecektir. İncelemeler Konya'da, çoğunluğu uluslararası nitelikte 61 jeositin varlığını göstermektedir. Bunlara ilaveten 22 doğal miras ve 9 tescilli alan (milli park, tabiat parkı) bulunmakta olup bu potansiyel, bölge için eşsiz bir jeoturizm fırsatı sunmaktadır.

**Anahtar Kelimeler:** Doğal miras, jeolojik miras, jeosit, Konya, Toros Dağları.

**Abstract:** Natural and geological heritage is an asset that adds value and identity to countries and is increasingly gaining attention for its preservation. Geological heritage represents the geological evolution of a region and the significant events that occurred during that evolution. Identifying and inventorying geological heritage based on current scientific data falls within the responsibility of geologists, while registering and implementing conservation measures for these sites, as well as utilizing them for local development, rests with decision-makers.

This study aims to introduce and identify the existing geological heritage in the districts of Konya province by utilizing the records of the Geological Heritage Conservation Association (JEMİRKO). The research is still in its initial stages and will be expanded over time. Investigations in Konya have revealed the presence of 61 geosites, many of which hold international significance. Additionally, there are 22 natural heritage sites and 9 registered areas (national parks, nature parks), which offer a unique geotourism opportunity for the region.

**Keywords:** Geological heritage, geosite, Konya, natural heritage, Taurus Mountains.



## GİRİŞ

Yerleşim yerlerini benzerlerinden ayıran başlıca özellikler, kültür varlığı ve arazi yapısıdır. Bu ikisinden hangisinin diğerini daha çok etkilediği ayrı bir araştırma alanıdır. Somut ve somut olmayan kültür, zamana ve insan kabiliyetine bağlı iken, arazi yapısı kalıcı ve bölgenin jeolojik özelliğinin yansımasıdır. Toplumlar araziye görerek, seçerek oraya yerleşmişlerdir. Arazi yapısı yer kabuğunu oluşturan kayaçların iklim ve diğer doğal tesirlerle şekillenmesi sonucu ortaya çıkar; bir bakıma geçen sürenin, yani zamanın fonksiyonudur. Baraj, tünel, otoyol, havaalanı, güneş tarlaları gibi büyük ölçekli mühendislik yapıları veya açık maden işletmeleri, taş ocakları, geniş ölçekli tarım uygulamaları, örtü altı bitki yetiştiriciliği arazi yapısını değiştiren antropojenik faaliyetler ise de bunların arazi yapısını şekillendirmedeki etkisi sınırlıdır. Yaygın ve dikkat çekecek şekilde etkili olan değiştirici unsur şehirler, özellikle büyük yerleşim alanları ve bunun ortaya çıkardığı yoğun yapılaşmadır. Her ne tipte olursa olsun, bütün dünyada toplumlar kendi yarattıklarını, “kültür mirası” adı altında korumak çabasıdır ve bu durum giderek yaygınlaşmaktadır. Önemli sosyal ve tarihi olayların yaşandığı araziler, hatta kanlı meydan muharebelerinin olduğu bazı yerler bile “kültürel peyzaj” adı ile tescil edilmeye ve korunmaya çalışılmaktadır. Dünya Kültür Mirası, Dünya Kültür Miras Merkezi, ICOMOS, Dünya Turizm Merkezi, UNESCO Dünya Belleği gibi uluslararası kurum ve kuruluşların varlık nedenleri ve sloganları “Kültür Mirası”dır.

Görece yakın zamanda, Kültür Mirası kavramının ortaya çıkışından yaklaşık yirmi yıl sonra, 1991’de, “Yerkürenin Hakları” ve “Jeolojik Miras” kavramları üretildi. Dünyamızın 4,5 milyar yıllık geçmişindeki önemli olayların kayıt ve kanıtları olan bazı istif, kayaç, mineral veya fosil topluluğu, sedimanter ve tektonik yapı, yer şekli veya arazi parçaları, Digne Bildirgesi’nde orijinal adı ile “geological site” olarak tarif edilmiştir. Geosite şeklinde kısaltılan ve dilimizde

“Jeosit” olarak yer alan bu jeolojik varlıklar yer kürenin geçmişinin temsilcileridir ve onlar sayesinde yerkürenin evrimini öğreniriz. Bunlar *jeolojik miras*lardır, yok edildiğinde asla yerine konulamazlar. En az kültür mirası kadar değerli oldukları ve buldukları yere değer kattıkları, şehirlere kimlik kazandırdıkları anlaşılmıştır. Yerkürenin geçmişini temsil etmelerine karşın kolayca yok olma tehlikesi, jeositlerin hassasiyetle korunmasını gerektirdiğini ortaya koymuş ve bu konuda uluslararası kuruluşlar, yöntemler ve kurallar oluşturulmuştur (Brilha, 2016; Reynard ve Brilha, 2018). Buradan çıkan sonuç, her ülkenin ve her bölgenin kendine has jeolojik mirası olduğudur. Bunların korunabilmesi için önce hangi jeolojik miras öğelerine sahip olduğunun bilinmesi ve envanterinin çıkarılması gerekmektedir.

Jeolojik Miras, genelde doğal varlıklar, değerlendirenler için yatırım sermayesi istemeyen, kolay ve hazır turizm kaynaklarıdır. Bilhassa kırsal kalkınmaya ve sürdürülebilir gelişmeye hizmet ettiği için tercih edilmektedir ve bu konuda çok sayıda başarılı örnek mevcuttur. Jeolojik mirasın topluca bulunduğu yerlerde “jeoparklar” kurularak hem aktif korunmaları sağlanmakta hem onlardan daha çok yararlanma yoluna gidilmektedir ([www.globalgeoparksnetwork.org](http://www.globalgeoparksnetwork.org)). Yakın zamanda UNESCO ve IUGS tarafından ortaklaşa başlatılan ve ilk 100 tanesi ilan edilen “Dünyanın En iyi Jeositleri” projesi (IGCP 731), jeolojik mirasın gittikçe toplumsal önem kazanacağını işaretleridir (IUGS, 2022). UNESCO’nun Jeopark Programı ve IUGS’in Dünyanın En İyi Jeositleri projesinin göz ardı edilemeyecek hedeflerinden bir diğeri, küresel iklim değişikliği ve doğa kaynaklı risklerin azaltılması konularında jeolojik mirasın, “doğa eğitim merkezi” görevi görmesidir (<https://iugs-geoheritage.org>; [www.europeangeoparks.org](http://www.europeangeoparks.org)). Sahip olduğu jeolojik miras potansiyeli göz önüne alındığında ülkemiz bu açıdan oldukça şanslı durumdadır.

Bu çalışmada Konya il merkezi ve ilçelerindeki doğal varlıkların ve jeolojik miras öğelerinin

tespiti, listelenmesi, nitelik yönünden sınıflanması (yerel, ulusal, uluslararası değer; eğitim, araştırma, jeoturizm öncelikli) yapılmıştır. Daha önceki bir çalışmada konunun lüzumuna değinilmiş, ancak orada jeoloji ile jeolojik miras arasındaki ilişki gösterilememiş, yalnızca jeolojik değerlerin genel listesi verilebilmiştir (Kazancı ve Gençoğlu Korkmaz, 2023). Burada jeositlerin saha dağılımı ile birlikte jeolojik konumları verilmektedir (Şekil 1-5) (Çizelge 1). Çalışmanın asıl amacı ise jeolojik miras ve yararlanma konularında yerel farkındalık oluşturmaktır. Bu nedenle her bir jeositin bilimsel özelliklerinin ayrıntılı olarak açıklanması yerine, bölgesel jeolojik evrim sadeleştirilerek verilmiş, ayrıntılara ve tartışmalara girilmemiştir. Bundan sonraki hedef, ilçe düzeyinde jeolojik miras envanterlerinin yapılmasıdır.

## **BÖLGESEL JEOLJİK DURUM**

Konya, yüzölçümü bakımından Türkiye'nin en büyük ilidir (40.838 km<sup>2</sup>). Orta Anadolu'nun güneyinde, Torosların kuzey eteklerinde yer alır ve neredeyse tüm Torosları temsil eden jeolojiye sahiptir. İlaveten iç Anadolu'nun Neojen ve Kuvaterner birimlerini de kapsamaktadır (Şekil 2). Özetle, aşağıda tanıtılmaya çalışılacak olan Konya'nın "jeolojik mirası" ve "jeoçeşitliliği", ilin jeolojik özelliklerinin bir yansımasıdır ve bilinenin ötesinde büyüklüğe ve ilginçliğe sahiptir. Bu zengin jeolojik miras ve jeoçeşitliliğin neler olduğu ve nasıl geliştiğini anlayabilmek için, jeolojik durumun ana hatlarına değinmek gerekecektir. Hemen belirtelim ki, burada verilecek bilgiler yerbilimci olmayanlara göre düzenlenmiş olup, her konuya kaynak göstermek yazının amacını aşacağından, yalnızca kritik konularda kaynaklara değinme yapılmıştır.

Türkiye ve yakın çevresinin günümüzdeki tektonik durumu (yerkaşuğu ve hareketleri) Şekil 1'de gösterilmiştir. Buradaki oklar yerkaşuğu parçalarının (levha/plaka) hareket yönlerini belirtir. Görüldüğü gibi Afrika kıtası (levha)

kuzeye doğru hareket etmekte ve yaklaşık 45° lik açı ile Ege Yayı boyunca, ortalama 1,2-2,5 cm/yıl hızla Avrupa ve Anadolu'nun altına (Avrasya Levhası) dalmaktadır. Aynı şekilde Arap Levhası, hızları bölgelere göre farklı olmakla beraber, 1,5-2 cm/yıl ile yine kuzeye doğru hareket etmektedir (Taymaz vd., 1991). Belirtmek gerekir ki, bu hareketler Afrika ve Arap levhalarına özgü değildir. Küresel ölçekte, litosfer parçaları olan levhalar çok yavaş da olsa sürekli olarak yer değiştirmekte; bu harekete bağlı olarak da depremler, volkanik faaliyet ve dağ oluşumu gibi büyük ölçekli jeolojik olay ve yapılar ortaya çıkmaktadır.

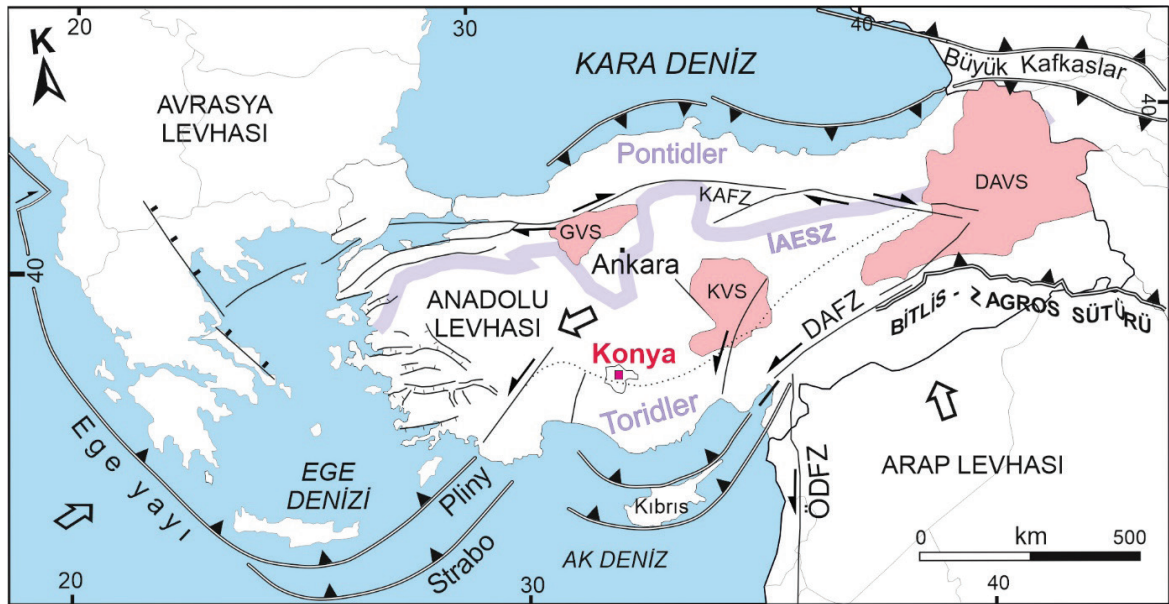
Anadolu ve çevresindeki aktif levha hareketlerine bağlı olarak, denizlerin taban topografyaları değişmiştir. Belirgin morfoloji Ege ve Akdeniz içinde derin deniz hendekleridir (Ege, Pliny, Strabo, Kıbrıs yayları; bunlar erişime açık uydu görüntülerinde, örneğin Google Earth yardımıyla kolayca izlenebilir) (Şekil 1). Arap Levhası ve Afrika Levhası kuzeye doğru hareket etmekte, Arap levhası daha hızlı hareket ettiği için Anadolu'yu daha fazla etkilemekte ve Doğu Anadolu yükselmektedir. Asya ve Avrupa birleşik kıtası (Eurasia) Avrasya ile Arap Levhası arasında sıkışan Anadolu batıya hareket etmek durumunda olmuş, bu batıya kaçış ile Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve ÖDFZ, Ölüdeniz Fay Zonu meydana gelmiştir (Şengör vd., 1985). Burada ana hatları ile tarif edilen hareketler aslında çok karmaşıktır ve Anadolu'daki deprenselliğin kaynağıdır. Anadolu'nun batıya kaçışı Ege Hendeği ile engellendiğinden, batı Anadolu'da denize dik uzanan dağlar ve aralarında Büyük Menderes, Küçük Menderes, Alaşehir, Gediz grabenleri oluşmuştur. Günümüzde KAFZ ve DAFZ ile sınırlı orta Anadolu, "Anadolu Levhacığı" olarak bilinir (Şengör vd. 1985). Büyük faylarla sınırlı bu kısım Avrasya Levhasından ayrılmış, Afrika ile Arap levhaları arasında küçük, göreceli genç, minik bir levhadır. Dolayısıyla KAFZ, Asya ve Avrupa'nın tümünü içine alan büyük Avrasya Levhası ile

Anadolu arasındaki kıtasal sınırdır. DAFZ ve ÖDFZ ise Anadolu ile Arap Levhasını ayırır. Bu levha sınırları halen aktif sismik hatlardır, aynı zamanda ülkeyi etkileyen deprem kaynaklarıdır. Yakın zamanda yaşanan ve Hatay, Kahramanmaraş, Adıyaman ve Malatya'yı etkileyen 6 Şubat 2023 yıkımları bunun örnekleridir.

Arap ve Afrika Levhalarının kuzeye doğru hareketinin bir diğer sonucu, Levha Tektoniği'nin klasik gelişime uygun olarak, Türkiye'nin muhtelif bölümlerinde gözlenen volkanik faaliyetlerdir. Doğuda Ağrı, Süphan, Nemrut, ortada Erciyes, Hasandağ, Karadağ, Karacadağ, kuzeydoğuda Köroğlu Dağı, batıda Kula piroklastikleri ve lavları ile belirginleşen volkanik merkezler bu levha hareketlerinin olağan sonuçlarıdır. Volkanik alanlar gruplandırılarak, literatürde DAVS- Doğu Anadolu Volkanik Sahası, KAVS- Kapadokya Volkanik Sahası, GVS- Galatya Volkanik Sahası şeklinde tanımlanmaktadır (Şekil 1). GVS dışındaki

volkanik sahaların yaşları genel olarak son yedi milyon yıl (My) içinde kalmakta, GVS ise daha eski, 23-14 My olarak yaşlandırılmaktadır (Türkecan, 2015).

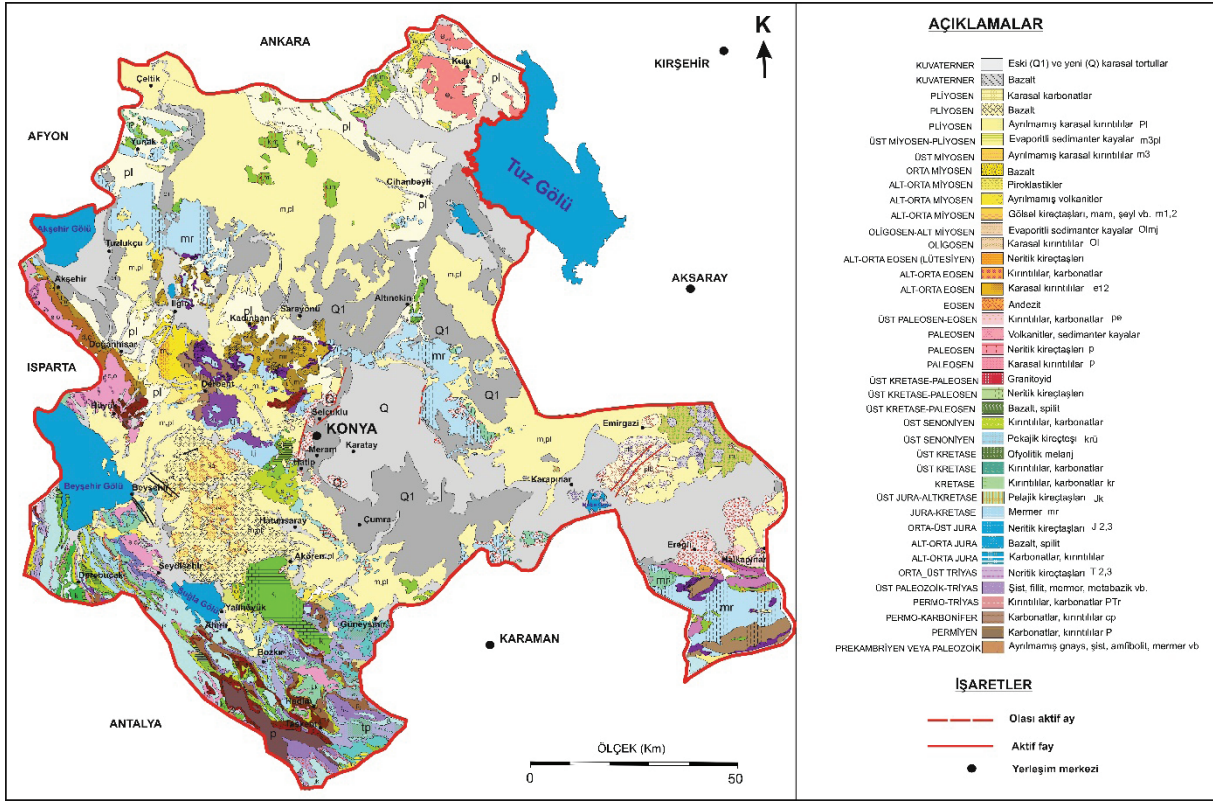
Genel olarak, son on beş milyon yıldır (Geç Miyosen-Günümüz) aktif olan bu tektonik gelişimin "neotektonik dönem" olarak adlandırılması önerilmiş ve büyük ölçüde benimsenmiştir (Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981). Neotektonik dönemin başlangıcı, Arabistan levhasının Orta-Geç Miyosen'de (16-5,5 My arası) Anadolu'ya çarpmasıdır. Bu çarpışma Bitlis sütürü boyunca olmuş, çarpışma ile Anadolu yükselmiş ve bazıları bugün ova olarak adlandırılan çok sayıda dağ arası depolanma havzası meydana gelmiştir. Özetle, neotektonik dönemi başlatan bu çarpışma ve sonrasındaki olaylar günümüz Türkiye coğrafyası ve morfolojisini şekillendirmiş görünmektedir (Kuzucuoğlu vd. 2019).



**Şekil 1.** Anadolu ve çevresinin ana tektonik elemanları (Okay ve Tüysüz, 1999) (KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu; DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu; ÖDFZ: Ölüdeniz Fay Zonu; İAESZ: İzmir-Ankara-Erzincan Sütür Zonu; DAVS: Doğu Anadolu Volkanik Sahası; KVS: Kapadokya Volkanik Sahası; GVS: Galatya Volkanik Sahası)

**Figure 1.** Tectonic outlines of Anatolia and its surroundings (Okay & Tüysüz, 1999). (KAFZ: North Anatolian Fault Zone; DAFZ: Eastern Anatolian Fault Zone; ÖDFZ: Dead Sea Fault Zone; İAESZ: İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone; DAVS: Eastern Anatolian Volcanic Province; KVS: Cappadocia Volcanic Province; GVS: Galatia Volcanic Province)





**Şekil 2.** Konya ili jeoloji haritası. Birimler büyük ölçüde MTA 1/500 000 ölçekli (Şenel, 2002) Konya jeoloji haritasından alınmış, yazarların çalışmalarına (Gençoğlu Korkmaz vd., 2022) bağlı olarak bazı revizyonlar yapılmıştır. Beyşehir Gölü'nün bir kısmı Isparta'ya aittir, ancak çizim kısıtları nedeniyle tümü Konya'ya ait gibi gösterilmiştir.

**Figure 2.** Geological map of the Konya province. Units are mostly from the Konya sheet of the MTA Geological map at the scale of 1/500 000 (Şenel, 2002) with small revisions based on the authors' own studies (Gençoğlu Korkmaz et al. 2022). Note that part of Lake Beyşehir belongs to the province of Isparta, but all the lake area is shown in Konya for technical drawing reasons.

Neotektonik dönem öncesi "Paleotektonik dönem" olarak adlandırılır ve bugünkü Anadolu coğrafyasının şekillenmesine yol açan başka levha hareketleri o zaman da meydana gelmiştir. Örneğin Akdeniz'in ve Torosların oluşumu paleotektonik dönem olaylarından. Toroslar dahil, Alpleri, Karpatları ve Zagrosları içine alan, kısaca Alp-Himalaya denilen dağ zincirini üreten Alp Orojenezi, birbirlerine nispetle kuzeyde yer alan Avrasya ile güneydeki Gondwana süper kıtalarının çarpışmasının ürünüdür. Bunların arasında Tetis denilen bir okyanus bulunmakta idi. Çarpışma ve Torosları da kapsayan Alp-Himalaya dağ zincirinin

yükselimi, fosil verileri ve kayaların radyometrik yöntemlerle yaşlandırılmasına dayanarak 28-20 My arasında (Orta Oligosen- Geç Miyosen) arasında gerçekleştiği ortaya konulmuştur. Alp Orojenezi ile Anadolu'nun kara iskeleti orta çıkmıştır. Özetle Torosların kayaç varlığı, son elli milyon yıllık jeolojik geçmişi temsil etmekte olup bu olayların ipuçları ise jeositlerdir ve jeolojik miraslarımızdır.

Özellikle yerbilimci olmayan okuyucular için belirtmek yerinde olur ki, jeolojik olayların milyon yıllarla ifade edilen uzun sürelerde meydana gelmesi, örneğin Torosların 8 milyon

yıllık bir sürede yükselmesinin sebebi, levhaların yılda ortalama 0,5 ile 1,5-2 cm gibi göreceli düşük hızda hareket etmeleridir. Aslında, yer kürenin yaşı ile mukayese edildiğinde, bu hızların düşük ve sürelerin uzun olduğu söylenemez, tersine olağan, hatta hızlı jeolojik gelişimlerdir.

Torosların dağ halini almadan önceki olaylar dizisi çok daha erken, yaklaşık 55 milyon yıl önce, Eosen'de başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Jeolojik verilere göre Erken Eosen'de, ekvatorun güneyinde, bugünkü Arap ve Hint yarımada, Avustralya, Afrika ve Latin Amerika'nın ilkel hallerini kapsayan Gondwana kıtası ile kuzeyde bugünkü Avrupa, Asya ve kuzey Amerika'yı içine alan Avrasya levhası bulunmaktadır ve bu iki dev kara kütesinin (levha-plaka) arasını çok büyük bir su örtüsü, yani Tetis Okyanusu kaplamaktadır. Deniz ve okyanuslar kıtalardan aşınan tortulların biriktiği depolanma yerleri olduğundan bu birikimler bir sonraki evrede daha genç kayaları teşkil etmektedir. Bu açıdan bakıldığında, jeolojik gelişimde levhalar kadar okyanuslar da büyük rol sahibidir. Genel olarak ekvatora paralel, doğu-batı yönünde uzanan büyük Tetis Okyanusu Mezozoyik başlangıcında (yaklaşık 245 My önce) açılmış, ileride Torosları ve öteki dağları teşkil edecek tortulları biriktirmeye başlamıştır. Bundan önce, -245 ila 590 milyon yıl arasında- Paleozoyik dönemde daha sınırlı bir alanda Paleotetis adında bir okyanus bulunmaktadır. Eosen dönemi boyunca (55-33 milyon yıl arası) Avrasya ve Gondwana levhaları birbirlerine doğru hareket etmiş, sonunda Tetis Okyanusunu ortadan kaldıracak şekilde bir araya gelmiş ve çarpışmışlardır. Bu çarpışma, Alp-Himalaya dağlarının oluşumunu sağlamıştır. Bugünkü Akdeniz, Tetis Okyanusunun geriye kalan bir iç denizidir. Son yıllarda, kıtaların sınırları ve hareketleri dikkate alınarak, hangi dönemde hangi coğrafyanın olduğunu gösteren paleocoğrafya atlasları yapılmış ve yayınlanmıştır (Scotese, 2014). Bu ayrıntılı jeolojik geçmişin aşamaları, detaylı jeoloji haritaları, fosil kayıtları ve jeokronolojik incelemelerin birleştirilmesiyle ortaya konulmuştur.

Jeolojik gelişimi ortaya koyan temel araç jeoloji haritalarıdır. Haritada bulunan kayaçların (birimlerin) oluşum yaşları ne kadar eski ise o bölgedeki olayların da eski, biraz da karmaşıklığını işaret ederler. Bu açıdan bakıldığında Konya bölgesi büyük jeolojik zenginlik, aynı zamanda karmaşıklık taşımaktadır (Şekil 2). Genelde Anadolu ve özelde Konya civarını bugünkü haline getiren jeolojik olayların yukarıda özetlendiği kadar yalın olmadığı bilinmektedir. Çok farklı yaşlarda ve değişik litolojilerde birimlerin bulunduğu jeoloji haritası bunun göstergesidir (Şekil 2). Her şeyden önce, Türkiye ve yakın civarında Neotektonik dönem olayları, Paleotektonik dönemde ortaya çıkan jeolojik yapıyı büyük ölçüde bozmuş ve değiştirmiştir. Bu dönemde kıvrımlar ve birçoğu halen aktif olan faylar oluşmuştur. Neotektonik dönem olaylarına ilaveten, daha yaşlı birimleri deforme eden, dokularını ve arazi durumunu değiştiren bir diğer etken, Pliyosen devresinin (5,5 – 2,58 My arası) yağışlı ve sıcak iklimidir. Bu tropik iklim döneminde bütün alçak alanlar göller ve bataklıklar ile kaplanmıştır. Günümüzdeki birçok linyit ve turba yatakları bu zamana aittir. Çoğunluğu sığ ve fakat çok geniş olan göllerde karbonatlar ve karbonatça zengin killi tortullar depolanmıştır (Lahn, 1948; Lüttig and Steffens, 1976; Erol, 1980; Gürbüz vd., 2021). Topografik olarak yüksek kesimlerde, özellikle Toroslarda, karbonatlı kayaların erime ve çözümleri ile kendini belli eden çok çeşitli karst şekilleri olayları gelişmiştir ve bu olaylar eskiden beri iyi bilinmektedir (Erinç, 1960; Atalay, 1988; Kuzucuoğlu vd., 2019; Nazik vd., 2019). Karstik olayların meydana getirdiği ve her biri ayrı jeolojik miras ögesi olan yapıların en belirgin örnekleri polyeler, obruklar, dolinler, mağaralar ve Torosları enine kesen kanyonlardır (Nazik vd., 2005).

Neojen'in sonundaki (Pliyosen) bu sıcak ve yağışlı iklim dönemini takiben, Pleyistosen'de (2,58 – 0,01 My) kuzey yarım küre genel bir soğuma dönemine girmiş, buzul çağları başlamış

ve biyoçeşitlilikte önemli farklılaşma olmuştur (Erol, 1979; Şenkul ve Doğan, 2013). Her biri yaklaşık 100 bin yıl süren buzul çağları, 10 bin yıl kadar süren kurak dönemler (Buzularası çağlar) ile kesilmiş ve tekrarlayarak devam etmiştir. Buzul çağlarında kuzey kutbundan orta Avrupa ülkelerine kadar her yer buz ve karlar ile kaplanmış, daha güneydeki yerler örneğin Anadolu'da dağlar (genellikle 1500 m üstü rakımlar) buzullarla kaplanırken daha alçak alanlarda geniş tatlı su gölleri oluşmuştur (Lahn, 1948; Erol, 1980; Kazancı ve Roberts, 2019). Son Buzul Çağı'nda en fazla buzul yayılması (Glacial Maximum) 22 bin yıl önce gerçekleşmiş, bu sırada kar ve buz olarak tutulan yağış nedeniyle tüm dünyada deniz seviyesi 130 metre kadar alçalmıştır. Bu yüzden Karadeniz ve Marmara 22 bin ile 7,5 bin yıl arasında göl haline dönmüş, ancak bu tarihten sonra yeniden açık denizlerle bağlantı kurulabilmiştir (Ryan vd. 1997; Mc Hugh vd. 2008). Son Buzul Çağı yaklaşık 10 bin yıl önce sona ermiş ve son buzul arası dönem (Holosen) başlamıştır. Buzul Çağlarının, Dünyamızın güneş etrafındaki yörünge değişimi ile kendi dönme eksenindeki değişimlere bağlı geliştiği Milutin Milankovitch tarafından ileri sürülmüş (1941), bu görüş 1975-1980 arasında derin denizlerden alınan karotların incelenmesiyle doğrulanmıştır (Boyle, 1990; Charles ve Fairbanks, 1992).

### **Konya Bölgesinin Jeolojisi ve Jeolojik Miras Alt Yapısı**

Konya bölgesinin Neojen öncesi jeolojisi, yaklaşık Torosların oluşumunu ve gelişimini temsil eder. Bu kesim yerbilimleri kayıtlarında "Orta Toroslar" olarak bilinir. Yukarıda özetlenen 250 milyon yıllık jeolojik gelişimin neredeyse tümünü Toroslarda, Torosların özelliklerini de 'Orta Toroslar'da izlemek mümkündür. Bir başka deyişle Konya bölgesi yerkürenin Mezozoyik olaylarının ana hatlarının temsilcisi gibidir. Şekil 2'de yer alan harita, Paleozoyikten günümüze kadar, neredeyse

bütün zaman dilimlerine ait kayaçların Konya ili sınırlarında bulunduğunu göstermektedir. Özellikle Sultandağlarını oluşturan birimler dikkat çekicidir. Sınırlı alanda da olsa Paleozoyik kayaları (harita açıklamalarında "ayrılmamış Paleozoyik, Karbonifer, Permiyen) burada gözlenir. Tetis Okyanusunda Triyas'tan Eosen'e kadar olan zaman diliminde depolanmış sedimanter kayaçlar ise Konya'nın KB ve GD'sunda, Beyşehir-Güneysınır arasında yaygındır. Beyşehir-Seydişehir-Akören arasında (Erenler Dağı ve Takkeli dağ dahil) ve Emirgazi-Ereğli arasında yüzeyleyen (Karacadağ ve çevresi) ve genel olarak Kapadokya Volkanik Sahasına dâhil edilen geniş alanda lav akmaları, patlama çukurları (maar; Karapınar Acıgöl ve Meke Gölü de bunlardandır), cüruf konileri (Ayırtmeketepe, Meke, Kızıltepe, Gözbeği tepe, Öşekli tepe Cüruf konileri v.b) başta olmak üzere çeşitli yer şekilleri oluşmuştur (Şekil 1-5). "Ulusal Miras Taş" sayılan Sille Taşı da bu volkanizmanın ürünlerinden biridir (Kazancı ve Gürbüz, 2014).

Konya ilinin tamamı neotektonik olaylardan etkilenmiştir. Yalnızca bir bölümü il sınırlarında kalan, bölgedeki en büyük deformasyon Isparta Büklümü adı verilen ve kendi içinde birçok tektonik çöküntüyü bulduran ters v şekilli dağ sıralanmasıdır. Büklümün oluşum zamanı ve mekanizması önemli bir tartışma konusudur (Koçyiğit, 1983; Robertson vd., 2003). Tektonik çöküntülerin içinde zaman zaman göller oluşmuştur ve bunların tortulları kalın istifler teşkil etmektedir. Konya güney-güneydoğusunda, kireçtaşı-egemen dağlık alanlarda yüzey ve yüzeyaltı karstlaşması belirgindir. Mağaralar, Kembos ve Suğla polyeleri, Mavi Boğaz, Pliyosen'de çok aktif olan bu karstlaşmanın temsilcileridir.

Konya il merkezinin doğu ve kuzeyi göreceli genç birimlerden oluşur. Bunlar jeolojik geçmişin Geç Miyosen'den bu yana, özellikle son üç buçuk milyon yıllık kesimini temsil eden istifler, kayaçlar ve yerşekilleri bulundurur (Şekil 2). Her şeyden önce, Konya ovası ve iç Anadolu'nun bu



kesimi, Türkiye Jeolojisinin ana konularından biri ve önemli hidrokarbon yataklarından olduğu düşünülen “Tuzgölü Paleojen Havzasının” kapanma dönemini temsil eder. Yaklaşık 60 milyon yıl önce açılan Tuzgölü Havzası, jeolojik geçmişteki büyük depolanma alanlarının çok açık, yaşayan örneğidir ve havzaların kapanırken geçirdikleri evrim burada gözlenebilmektedir. Bu bölgeye ait bir başka özellik eski göllerin kalıntılarıdır. Yağışlı dönemlerde (Pliyosen) oluşan ve özellikle Cihanbeyli, Karapınar, Akören, Beyşehir bölgelerini kaplayan göllerin (tek bir göl?) ürünü kayalar (yer yer kömürlü, haritada m<sub>3</sub>pl; Şekil 2), şimdilerde obrukları oluşturduğu gibi, çimento dahil endüstriyel hammadde kaynakları olarak da kullanılmaktadır. Buzul çağlarında ortaya çıkan ve zaman zaman kuruyup tekrar oluşan Büyük Konya Gölü’nün tabanı şimdilerin Konya Ovası, o gölün kıyıları ise kum ocakları olarak günümüze kalmıştır. Aslında göller doğrudan iklim kontrolünde gelişen coğrafya parçalarıdır. Buralardaki birikim, yani göl tortulları, jeolojik geçmişte yaşanan iklimin kayıtlarıdır. Konya bu açıdan da önemli zenginliğe sahiptir. Bir bölümü itibariyle Göller Bölgesinde kalan ve çok sayıda göl bulunduran Konya, özellikle Pliyosen ve Kuvaterner zamanlarının iklimini temsil eden uluslararası veri kaynakları konumundadır (Kazancı ve Roberts, 2019 ve orada değinilen belgeler). Başta Tuz Gölü olmak üzere Konya gölleri ve göl tortulları bu bakımdan ayrıca değerlidirler ve mükemmel Jeolojik Miras unsurlarıdır (Çizelge 1).

Konya jeolojik miras ve jeoçeşitliliğinin tipik örneklerinden birisi obruklardır ve bu çalışmada “obruk platosu” olarak tek unsur

olarak gösterilmiştir (Çizelge 1). Pliyosen yaşlı İnsuyu kireçtaşları üzerinde karstik olarak meydana gelen obrukların sayıları son yıllarda artış göstermiştir. Envanteri yapılmış olmakla birlikte (Tapur ve Bozyiğit, 2013), sürekli yeni obruk oluşumları meydana geldiğinden sayıları konusunda kesin bilgi yoktur. Ancak, ikibin beş yüze varan sayılardan bahsedilse de yakın zamanda uzaktan algılama ile tespit edilebilenler üç yüz otuz kadardır (Orhan vd., 2020). Obruklar bir yandan doğal afet sebebi sayılırken, öte yandan jeoturizm potansiyeli olarak değerlendirilen ilginç yerçekilleridir.

Konya bölgesinin Geç Kuvaterner alanları, jeolojik ve iklimsel bakımdan olduğu kadar kültürel açıdan da zenginlik taşır. Paleolitik ve neolitik döneme ait çok sayıda buluntu ve kalıntılar bunun işaretleridir (Baird ve Baysal, 2012). Holosen’in başlangıcındaki kuraklık döneminde (Erken Dryas; Günümüzden önce 12900-11700 yılları arası) buzullar günümüzde bulunduğu yerlere yakın alanlara çekilmiştir. Bu dönemde ve hemen sonrasında Ortadoğu ve Anadolu’da insan yaşamı ve yerleşmelerine en uygun alanlar Konya ve çevresinde ortaya çıktığı anlaşılmaktadır. Çatalhöyük, Suberde, Boncuklu höyük, Erbaba, Eflatunpınarı Konya il sınırlarında eski yerleşimlerden bazılarıdır. İnsanların doğa ile mücadelesi de ilk kez bu bölgede belgelenmiştir. Neolitik dönemde yerleşimciler kültür bitkileri için bölgeyi ormansızlaştırmışlardır. Yabani bitkilerin azaldığı ve kültür bitkilerinin arttığı bu dönem ilk kez Beyşehir Gölü karotlarında tespit edilmiş ve “Beyşehir Occupation Phase” BOP- Beyşehir Yerleşim Dönemi olarak kayıtlara geçmiştir (Eastwood vd, 1998).

**Çizelge 1.** Konya'da tespit edilen jeositler, tescilli alanlar ve nitelikleri. Nitelik değerlendirmesi a-d arasında olmak üzere dört esasta yapılmıştır. a-Uluslararası yer bilimsel değeri var, b-Ulusal yer bilimsel değeri var, c-Yerbilimi eğitim için önemli, d-Jeotuzizm ve doğa fotoğrafçılığı için önemli.

**Table 1.** Geological heritage and natural assets of the province of Konya and their valorisation. The attributes are specified as follows: (a) Has international geological significance, (b) Has national geological significance, (c) Important for earth science education, and (d) Significant for geotourism and nature photography.

| I. JEOLÖJİK MİRAS-JEOSİT (ProGEO Kategorilerine göre)          |   |  | Grup C. Mineralojik, Ekonomik                |
|--|---|--|--|
| Grup A. Stratigrafik   | Grup B. Volkanik, Metamorfik ve Tortul Petroloji, Dokular ve Yapılar, Olaylar ve Provenşler | Grup F. Tarihi, Kültürel   |  |
| A.1. KUVATERNER (00 – 2,58 My arası)                           | A. 2. FANEROZOİK (2,58 – 541 My arası)  | 49. Hadim Suçukığı Mağarası - c, d                                     | 26. Cihanbeyli Bolluk Evaporitleri - b, c, d |
| 1. Akşehir Dursunlu kömürleri ve H. Erectus bulguları - a      | 8. Beyşehir Gölsel Neojen istifi - b, c   | 50. Höyük Başınar Mağarası - c, d                                      | 27. Cihanbeyli kaynak komileri - a, c, d     |
| 2. Cihanbeyli kaynak komileri - b, c, d                        | 9. Derebucak Beydağları otokonu - a, c, d   | 51. Kadınham-Başkuyu Yeldeligi Mağarası - c, d                         | 28. Ereğli Konyait Minerali - a, b           |
| 3. Derebucak Dedegöl Buzul Tortulları - a, c                   | 10. Doğanhisar-Hüyük Sultanadağları kesiti - b, c, d  | 52. Karapınar Yılan Maarı b, c, d                                      | 29. Karapınar turbaları - a, b               |
| 4. Ereğli Akhüyük traverten sırtı - c, d                       | 11. Hüyük Çaltepe Formasyonu (Kambriyen) - a  | 53. Seydişehir Karst Sahası (Toros karbonat platformu) - a, c, d       | 30. Selçuklu Sille Taşı - b, c, d            |
| 5. Göçü ve Konya Gölü Tortulları - b, c                        | 12. Hüyük kırmızı çamurtaşları (Neojen) - b, c, d   | 54. Seydişehir Tmaztepe Mağarası - c, d                                |  |
| 6. Karapınar kumulları - b, c, d                               | 13. Ilgın Harami Memeli Fossil Yatağı - b   | 55. Seydişehir Ferzene Mağarası - c, d                                 |  |
| 7. Tuzlukcu kum ocakları; Büyük Akşehir gölü taraçaları - b, c | 14. Seydişehir Emirkaya Memeli Fossil Yatağı - b  | 56. Selçuklu Küçükmuhsine Peribacaları - c, d                          |  |
|  | 15. Seydişehir şistleri (Sultanadde Fm) Ordovisiyen - a                                     | 57. Selçuklu Altınapa Strombolitleri (stromatolit kütleleri) - a, b, c |  |
|  | 16. Seydişehir boksitleri - a, c  | 58. Tuzlukçu Ovası (eski göl düzlüğü) - b, c, d                        |  |
|  | 17. Tuzgölü Tersiyer Havzası - a, c, d  | 59. Yalıhöyük Suğla Polyesi - a, b, c, d                               |  |
|  |   | 60. Yunak Erikçalı Mağarası - c, d                                     |  |
|  |   | <b>III. TESCİLLİ ALANLAR</b>   |  |
|  |   | 84. Beyşehir Gölü Milli Parkı - c, d                                   |  |
|  |   | 85. Derebucak Çamlık Milli Parkı - c, d                                |  |
|  |   | 86. Karatay Bozdağ Milli Parkı - c, d                                  |  |
|  |   | 87. Beyşehir Yakkamanastır Tabiat Parkı - c, d                         |  |
|  |   | 88. Hadim Gürleyen Kanyon Tabiat Parkı - c, d                          |  |
|  |   | 89. Meram Akyokus Tabiat Parkı - c, d                                  |  |
|  |   | 90. Seydişehir Kocakoru Ormanı Tabiat Parkı - c, d                     |  |
|  |   | 91. Çumra (Dinek) Yaşlı Arıdıc Tabiat Anıtı - b, c, d                  |  |
|  |   | 92. Taşkent Ağıl Arıdıc Tabiat Anıtı - b, c, d                         |  |
|  |   | <b>II. DOĞAL OLUŞUKLAR (GÖL, ŞELALE, KAYNAK SU)</b>                    |  |
| 62. Akşehir Gölü - c, d  | 73. Kadınhamı Kestel Gölü - c, d  | 73. Kadınhamı Kestel Gölü - c, d                                       |  |
| 63. Beyşehir Gölü - c, d                                       | 74. Kulu Düden Gölü - c, d  | 74. Kulu Düden Gölü - c, d   |  |
| 64. Bozkır Dipsız Göl - c, d                                   | 75. Kulu Tuzgölü, İç Anadolu - a, b, c, d   | 75. Kulu Tuzgölü, İç Anadolu - a, b, c, d                              |  |
| 65. Bozkır Sülükü Göl - c, d                                   | 76. Meke Gölü - a, b, c, d  | 76. Meke Gölü - a, b, c, d   |  |
| 66. Bozkır Eğriçöl - c, d                                      | 77. Yalıhöyük Suğla Gölü - a, b, c, d   | 77. Yalıhöyük Suğla Gölü - a, b, c, d                                  |  |
| 67. Bozkır Sarrot Gölü - c, d                                  | 78. Bozkır Aygırdibi Şelalesi - c, d  | 78. Bozkır Aygırdibi Şelalesi - c, d                                   |  |
| 68. Cihanbeyli Bolluk Gölü - a, b, c, d                        | 79. Hadim Yerköprü Şelalesi - c, d  | 79. Hadim Yerköprü Şelalesi - c, d                                     |  |
| 69. Cihanbeyli Tersakan Gölü - a, b, c, d                      | 80. Taşkent Çetmi Şelalesi - c, d   | 80. Taşkent Çetmi Şelalesi - c, d                                      |  |
| 70. Ereğli-Karapınar Akgöl - c, d                              | 81. Hüyük Eflatunpınar - b, c, d  | 81. Hüyük Eflatunpınar - b, c, d                                       |  |
| 71. Ereğli Hotamış Bataklığı - c, d                            | 82. Sarayönü Beşgöz Kaynağı - c, d  | 82. Sarayönü Beşgöz Kaynağı - c, d                                     |  |
| 72. Ilgın Çavuşçu Gölü - c, d                                  | 83. Ereğli İvriz Kaynağı - a, b, c, d   | 83. Ereğli İvriz Kaynağı - a, b, c, d                                  |  |

## KONYA JEOLJİK MİRAS ENVANTERİNE GİRİŞ

Giriş bölümünde jeolojik miras unsurlarının istif, kaya, fosil topluluğu, yer şekli vb olabileceğine değinilmiş ve her birinin jeolojik geçmişteki önemli olayın kalıntıları olabileceğine vurgu yapılmıştır. Yukarıda ana hatları verilen Konya ve civarındaki jeolojik olayların temsilcisi olan bu gibi oluşumlar (= jeolojik miras) derlenmiş, yerleri harita üzerinde gösterilmiştir (Şekil 3; Çizelge 1). Jeolojik Miras ve miras alanları, yerbilimcilerin bir bölge hakkında ortaya koydukları uzun ve karmaşık jeolojik sonuçların, topluma özet bilgi olarak yansıtıldığı yerlerdir. Buradaki “miras” nitelemesi, o doğal varlığın “korunması” gerektiğini ifade eder. Korunma yoksa, jeolojik miras tanımlaması ve bunun duyurulması, tahribata davetiye olabilir. Jeolojik miras yok olduğunda yerine konulamaz ve o bölge yer tarihinin bir belgesi elden gitmiştir. Jeolojik Miras’ın yerbilimlerindeki kullanım karşılığı *jeosit* olup, “geological site” kelimeleri birleştirilerek üretilmiştir (Geosite). Bir yerin Jeosit veya Jeolojik Miras olarak sayılabilmesi için uzman yerbilimcilerin önermesi, uzman rapor gruplarının öneriyi yerinde incelemesi ve ilgili kurul ve makamlarca onaylanması gerekir (Wimbledon vd., 1995; Wimbledon, 1996). Halen bu konudaki kriterleri, kısa adı ProGEO olan “Uluslararası Jeolojik Mirası Koruma Kurumu” belirlemekte, ilgili uluslararası kurumlara (IUGS, UNESCO) danışarak yayınlamaktadır. Konya için burada verilen Çizelge 1, ProGEO’nun ülkemizdeki temsilcisi Jeolojik Mirası Koruma Derneği – JEMİRKO’nun envanterinden alınmıştır. 2000 yılından bu yana muhtelif zamanlarda, değişik araştırmacılar tarafından yapılan önermelerle oluşturulan JEMİRKO listesinde bine yakın jeosit mevcuttur. Konya jeomiras öğeleri, önce ProGEO kategorilerine göre (Grup A, B...) ayrılmış, her grupta olanlar kendi içinde alfabetik sıraya konulmuş ve sonra tümü birlikte numaralandırılmıştır (Çizelge 1). Burada yapılan numaralandırma ProGEO veya

JEMİRKO kuralı değildir, yazarlar tarafından uygulanmış olup haritada gösterme kolaylığı esas alınmıştır. Jeolojik Miras’a ilaveten Doğal Miras unsurları ve il sınırları içindeki tescilli alanlar (milli park, tabiat alanı, tabiat anıtı, sulak alan), ilin doğal zenginlikleri olduğu için listeye dahil edilmişlerdir. Kimi yerde Jeolojik Miras ile “Doğal Miras” birbirine karıştırılmakta ve hatta birbiri yerine kullanılmaktadır. Bu bir hatalı yaklaşımdır. Doğal miras, jeolojik mirasta olduğu gibi, meydana çıkmasında insan tesiri olmayan canlı veya cansız, ekseri su bulunduran ve iklimle bağımlı gelişen, anıt ağaçlar, şelale veya geçici göller gibi göreceli genç oluşumlardır (Şekil 4 ve 5). Bunlar kurak iklimde veya su varlığı kesildiğinde bir süre sonra ortadan kalkabilirler. Jeolojik zamanların değil, çoğunlukla günümüzün varlıklarıdır, bu nedenle jeolojik değil, doğal miras olarak nitelendirilmeleri uygundur. Bununla birlikte, gölün oluşum yaşı jeolojik zamanlara gidiyorsa (Holosen veya daha eski), ya da gölü oluşturan çöküntü veya şelaleyi oluşturan yükselti jeolojik süreçlerin ürünü ise, o zaman hem jeolojik hem doğal miras niteliklerini birlikte taşıyabilirler.

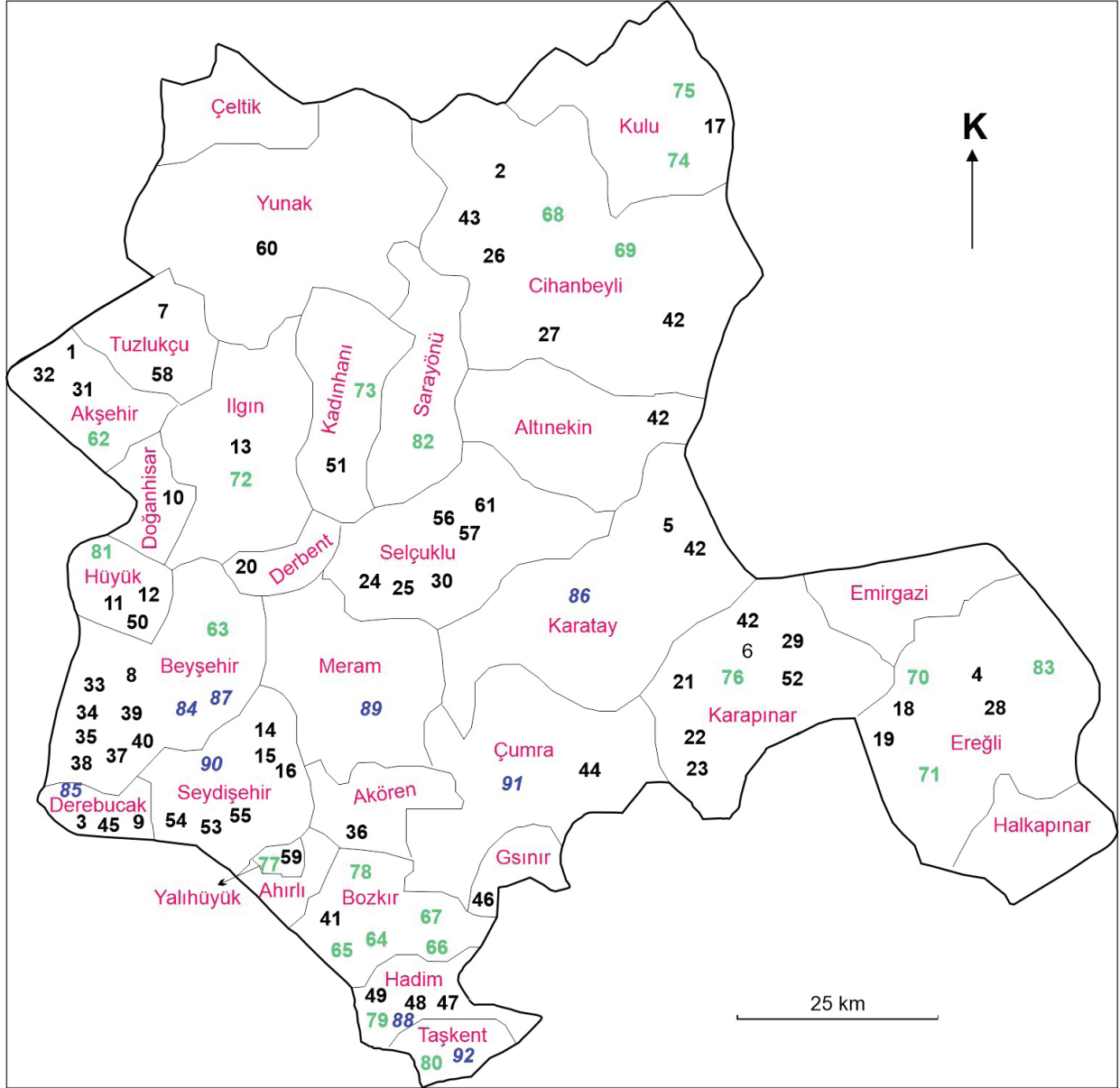
Jeolojik miras öğeleri yerel, bölgesel, ülke veya dünya ölçeğindeki olayların temsilcisi olabilir, dolayısıyla jeosit veya jeolojik miras yerel, ulusal, uluslararası olarak nitelenir (Brilha 2016). Aynı şekilde bunların bilimsel, eğitim veya görsel özellikleri ön planda olabilir. Konya’nın jeolojik miras öğeleri bu açıdan da değerlendirilmiş, her unsurun öne çıkan nitelikleri a, b, c, d şeklinde gösterilmiştir (Çizelge 1, Şekil 4 ve 5). Bu değerlendirme ve/veya nitelik belirlemesi, genellikle jeositler hakkındaki yayınlar, rapor veya tezlerin sonuçları esas alınarak yazarlar tarafından düzenlenmiştir. Yeni çalışmalar, önerenlerin ve yazarların gözden kaçırdığı incelemelere bağlı olarak, jeositlerin nitelikleri yükselebilir, ancak asla daha aşağıya, örneğin uluslararası olan bir jeositin niteliği ulusal veya yerele indirilemez.

Envanter, bir bölgedeki jeolojik değerlerin yalnızca listelenmesi değildir. Oradaki jeolojik



varlıkların tek tek incelenmesi, oluşturuçu olayların irdelenmesi, bütünlük, ulaşılabilirlik, jeolojik olayı temsil niteliği, çevresel şartlar, tehditler, korunma durumunun birlikte ele alındığı

belgeleme işidir. Bu açılarından bakıldığında, daha önce de belirtildiği gibi burada Konya Bölgesi jeolojik mirası envanterine yalnızca giriş yapılabilmıştır.



Şekil 3. Konya'nın Jeolojik Mirası, Doğal Mirası ve Tescilli Alanlarının ilçelere göre dağılımı. Numaraların temsil ettiği değerler metindeki Çizelge 1'e göredir. Doğal Miras unsurları (mavi) ve tescilli doğa koruma alanları (yeşil) renkli olarak gösterilmiştir.

**Figure 3.** Distribution of geological heritage, natural heritage, and registered areas in the counties of Konya. Numbers are given in Table 1. Numbers of the natural heritage are blue and registered areas are green. Natural Heritage elements (blue) and registered nature reserves (green) have been shown in color.



**Şekil 4.** Konya'nın Jeolojik Mirası ve doğal varlıklarından bazı örnekler. Parantez içindeki rakamlar listedeki numaralarıdır. **a)** Meke maarı (22,76); **b)** Hüyük Neojen kırmızı çamurtaşları (12); **c)** Beyşehir Gölü (kuzeydoğu kıyıları, Kireli, 63); **d)** Sulu obruk, **e)** Kuru obruk, (42); **f)** Tuz Gölü'nde mevsimlik oluşan evaporitler-halit (17)

**Figure 4.** Some examples of the geological heritage and natural assets in Konya province (numbers in parentheses show numbers in Table 1 and Figure 3). **a)** Meke maar (22, 76); **b)** Hüyük Neogene red mudstones (12); **c)** Lake Beyşehir (northeastern shore, Kireli, 63); **d)** Sulu obruk, **e)** Kuru obruk (42); **f)** seasonal evaporites (halite) of Lake Tuz (17).

#### DEĞERLENDİRME ve SONUÇLAR

Daha önce de değinildiği gibi fazla vakit geçirmeden ülkemizin, bölgelerimizin, illerimizin ve ilçelerimizin jeolojik miras incelemesinin yapılması o yerlerdeki jeolojik mirasın envanterlerinin çıkarılması lazımdır. Böylece

elimizdeki doğal varlıkları ve bunların niteliklerini bilerek arazi kullanımını daha verimli yapmak mümkün olacaktır. Bu konuda başarılı örnek İngiltere olup doğrudan bu iş için kamu kurumu oluşturulmuş ve diğer kuruluşlarla iş birliği yapmaktadır. Ülkemizdeki jeolojik çeşitliliğin fazlalığı ve alt yapı yetersizliği dikkat çekicidir.





**Şekil 5.** Konya'daki Jeolojik Miras ve doğal değerlerden örnekler. Parantez içindeki rakamlar Çizelge 1'deki ve Şekil 3'teki numaraları gösterir. **a)** Tuzlukçu kum ocakları-Pleyistosen Büyük Akşehir Gölü kıyı tortulları (7); **b)** Karacadağ Ovacık krateri yanıl soğuma çatlakları (19); **c)** Eflatun Pınarı, Hitit anıtı, Beyşehir (Geçici Dünya Miras Listesi'ndedir); **d)** Acıgöl maar gölü (21); **e)** Yalılıyük-Suğla polyesi (59); **f** ve **g)** Beyşehir Formasyonu'nun marnlı ve turbalı fasiyesleri (8). Göl suları altına doğru devam eden bu turbaları işletmek için "Beyşehir Gölünü boşaltmak" projesi önerilebilmiştir; **h)** Kilistra tüfleri ve yerleşim yeri (Hatunsaray, tescil için önerilmiştir); **i)** Karacadağ stratovolkani, bacası ve boyun yapıları (18).

**Figure 5.** Examples of geological heritage and natural assets of Konya province. **a)** Tuzlukçu sand pits – Pleistocene shoreline sediments of Great Akşehir Lake (7); **b)** Ovacık crater of Karacadağ volcano and its lateral cooling cracks (19); **c)** Eflatun Springs, a Hitite statue, Beyşehir (it is in the temporary World Heritage List of Turkey); **d)** Acıgöl maar lake (21); **e)** Yalılıyük-Suğla Polje (59); **f** & **g)** Beyşehir formation and its marly and organic facies (8). It is interesting that someone suggested emptying the lake water in order to obtain the lignite in the bottom of Lake Beyşehir; Kilistra tephra and settlement (Hatunsaray. Formal procedure started for its registration), **h)** Kilistra tuffs and settlement (Hatunsaray, proposed for registration); **i)** Karacadağ stratovolcano, its vent and neck structures (18).



Bu çalışmada Konya'nın jeolojik miras envanterine giriş yapılmaya çalışılmıştır. Jeolojik Mirası Koruma Derneği'nin sınırlı sayıdaki verilerine göre, Konya toplam 61 Jeolojik Miras, 22 Doğal Miras ve 9 Tescilli Alan ile ülkemizin en fazla tabiat varlığına sahip illerindedir. Yeni araştırma ve önerilerle bu sayıların artacağı tabiidir. Bazı jeolojik miras öğeleri, örneğin Meke Maarı aynı zamanda tescilli Tabiat Varlığı olarak da kayıtlı bulunduğundan listede iki yerde görülmektedir. Konya'nın jeolojik miras çeşitliliği salt yüzölçümü genişliğine bağlanamayacak kadar büyük ve zengindir. Konya'daki Jeolojik Miras'ın çeşitliliğini ve bilimsel değerini objektif ölçülerle ele almak için, Balkan ülkeleri ve münferiden Türkiye *Jeosit Çatı listeleri* ile karşılaştırmak gerekir (Theodosiou-Drandaki vd. 2004; Kazancı vd. 2015). Ülkemizin jeolojisi Balkan ülkelerinden daha çeşitli olduğu için, Türkiye Jeosit Çatı Listesi de daha geniştir ve 105 başlık (önemli jeolojik olay adı) bulundurur. Çatı Liste'nin yarısına yakın jeolojik olayın temsilcisi Konya'da jeolojik miras olarak gözlenebilmektedir (Şekil 4 ve 5, Çizelge 1). Bu çok büyük bir doğal zenginliktir ve yerel kalkınma için fırsat olup değerlendirmeyi beklemektedir.

Konya jeolojik mirasının saha dağılışı Şekil 3'te verilmiştir. Burada çok açık şekilde görüldüğü gibi, doğal varlıklar Konya'nın bütün ilçelerine yayılmış vaziyettedir. Bazı ilçelerde bunların az görülmesi, büyük ihtimalle o bölgelerin jeomiras yönüyle daha az araştırılmış olması nedeniyledir ve çalışmalar arttıkça yeni doğal zenginlikler ortaya çıkabilecektir. Jeolojik olayların bilinmesine karşın JEMİRKO'ya öneri yapılmamış olması da diğer bir olasılıktır. Her iki durumda da Konya merkez ve ilçelerinin yeniden ele alınması yararlı olacaktır. Bu konuda öncelikli çaba yerel kurumlara düşmektedir.

Herhangi bir yerde jeolojik mirasın araştırılması ve orada envanterin gerekliliğine

önceden karar verilmesi beklenir. Bu konuda Konya için ilk adım bu çalışma ile atılmıştır. Şekil 3'deki dağılımın gösterdiği sonuç, ilçe düzeyinde yapılacak envanter çalışmalarının verimli, anlamlı ve daha kolay olacağıdır. İlçelerin alan genişliği göreceli dar olduğundan jeositler daha kolay fark edilecek, geniş ölçekli jeolojik olayların örtücü baskısından kurtulacaktır. İlçe idari sınırlarına göre yapılacak envanter çalışmalarında bir jeosit iki ilçeye yayılmış olabilmektedir ve bu Konya'da sıkça gözlenir. Bu çalışmada o jeosit büyük kısmının kaldığı ilçeye dahil edilmiştir. İlçe düzeyli çalışmalarda ise o jeosit her ilçe için ayrı ayrı değerlendirilir, her ilçenin listesine dahil edilir. Gerektiğinde o jeositin bakımı ve yönetimi ortaklaşa yapılır. İl veya ülke envanteri düzenlenirken iki veya daha çok ilçeye yayılmış jeositin tek değer sayılacağı açıktır.

Ülke boyutunda, bölgesel veya yerel ölçekte Jeolojik Miras ve Doğal Miras'ın varlığı ve bolluğu şüphesiz önemlidir. Ancak bunların araştırmada, eğitimde ve turizmde kullanılması, yerel ve kırsal kalkınma yönünde değerlendirilmesi yapılabiliyorsa, bolluk bir anlam ifade eder. Konya'da ve tüm Türkiye'de doğal varlık zenginliği ortaya konulduğundan, sonraki adım karar vericilere düşmektedir. Atılacak adımların başında karar vericilerin topluma jeomiras farkındalığının kazandırılması ve jeolojik koruma yönündeki çabalar gelmektedir. Günümüzde çoğu ülkeler doğal varlıkların, özellikle Jeolojik Miras'ın *kaynak değer* olduğunu fark etmiş, jeoparklar inşa ederek jeoturizmi gelir kapısı yapmışlardır. Yunanistan, Fransa, Almanya ve İspanya göze çarpan örneklerdir. Konya'daki bu muhteşem ve zengin jeolojik mirasın yeterince değerlendirilemediğini söylemek yanlış olmayacaktır.

Şekil 3'ün gösterdiği bir başka sonuç, doğal varlık çeşitliliği ve bolluğu itibarıyla Karapınar, Beyşehir, Seydişehir ve Hadim ilçelerinin öne

çıkmasıdır. Bu bölgeler ülkemizin jeoturizm merkezi olabilecek potansiyele sahiptir (Şekil 4 ve 5). Bunlardan yararlanma konusu ilgili toplumun ve karar vericilerin takdirindedir.

### **EXTENDED SUMMARY**

*Geological heritage is the assets that add value and give identity to settlements and thus care is taken to protect them. In addition, they are now significant tourism destinations for some countries. The contribution of nature photographers advertising the location and recent new travel alternatives have strongly increased the tourism potential of the geological heritage.*

*Geological heritage and geosites represent important geological events in the past, hence they document the geological history of the relevant region. Geosites may consist of a sedimentary sequence, rock, fossil, mineral assemblage, sedimentary or tectonic structure, landform, landscape, or a terrane. Geological heritage is determined and inventoried in the light of the merit of the scientific knowledge given by geoscientists. It is also expected to register and conserve the sites according to the official rules of each province or district. Natural heritage is natural assets whose formations are mostly climate-controlled.*


*Konya is the largest province in Türkiye with a surface area of 40,838 km<sup>2</sup>. It covers land both from the Taurus tectonic belt, which represents Alp-Himalaya orogeny, and the Tuz Gölü tertiary basin of central Anatolia. The Taurus belt is also a significant karstic region of Türkiye, apart from containing sedimentary sequences of Tethys and Neotethys. In addition, the region has one of the largest volcanic terranes, called the Karacadağ Volcanic Complex. In brief, the geology of the region is very rich and complex and therefore it has great geosite potential. Here, we introduce this potential based on the records of the Turkish*

*Association for Conservation of Geological Heritage (JEMİRKO). We have also listed them according to districts. The valorization of each geosite and natural asset belongs to the authors, however, it is based on present research and publications. As a result, we found that the Konya province includes 61 geosites, most of which at international level. Twenty-two natural heritage areas (mostly lakes) and 9 registered areas (national parks, nature parks) are other geological riches of the region.*

### **KATKI BELİRTME ve TEŞEKKÜR**

Bu çalışmanın başlangıcı Konya ili ve ilçelerinin şehircilik gelişimin ele alındığı Çevre ve Şehircilik Bakanlığı kitap projesine dayanmaktadır. Proje yönetici ve editörlerinden sayın Prof. Dr. Koray Özcan'ın öneri ve yönlendirmeleri ile Konya'nın jeolojik mirası incelenmiş ve adı geçen eserde bir kısım değerlendirmeler verilmiştir. Burada ise konu genişletilerek ele alınmaktadır. Her iki yazının da amacı jeolojik miras konusunda farkındalık oluşturmaktır. Çalışmada jeolojik miras için JEMİRKO envanterinden yararlanılmış, terim ve tanımlar orada olduğu gibi kullanılmış, yalnızca Gevele ve Takkeli konileri dom olarak (sıra no 24, 25) değiştirilmiştir. Doğal miras için Milli Parklar ve Doğa Koruma Genel Müdürlüğü ile Tabiat Varlıkları Koruma Genel Müdürlüğü'nün açık kayıtlarına başvurulmuştur. Şekil 1, Alper Gürbüz (Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi) tarafından hazırlanmıştır. Fotoğraflar yazarlara aittir. Dergi hakemlerinin önerileri makalenin gelişmesine katkıda bulunmuştur. Yazarlar katkılar için müteşekkirdir.

### **ORCID**

Nizamettin Kazancı  <https://orcid.org/0000-0003-0724-2347>

Gülen Gençoğlu Korkmaz  <https://orcid.org/0000-0003-0185-2806>

**KAYNAKLAR / REFERENCES**

- Atalay, İ. (1988). Toros Dağlarında Karstlaşma ve Karstik Alanların Ekolojisi. *Jeomorfoloji Dergisi* 16, 12-27.
- Baird, D. ve Baysal, A. (2012). Boncuklu Höyük Projesi: Orta Anadolu'da tarımın, yerleşik hayata geçişin ve hayvancılığın başlangıcının araştırılması. *Kültür ve Turizm Bakanlığı Kazı Sonuçları Toplantısı*, 33, 263-270.
- Boyle, E. A. (1990). Quaternary deepwater paleoceanography. *Science*, 249, 869-87.
- Brilha, J. (2016). Inventory and quantitative assessment of geosites and geodiversity sites: a review. *Geoheritage* 8, 119-134.
- Charles, C. D. & Fairbanks, R.G. (1992). Evidence from southern Ocean sediments for the effect of North Atlantic deep-water flux on climate. *Nature*, 355, 416-419.
- Eastwood, W. J., Roberts, N. & Lamb, H. F. (1998). Palaeoecological and archaeological evidence for human occupation in southwest Turkey: The Beyşehir Occupation Phase. *Anatolian Studies*, 48, 69-86.
- Eriş, S. (1960). Konya bölümü'nde ve İç Toros Sıralarında karst şekilleri üzerine müşahedeler. *Türk Coğrafya Dergisi* 20, 83-106 (Türkçe ve İngilizce).
- Erol, O. (1979). *Dördüncü Çağ (Kuvaterner) Jeoloji ve Jeomorfolojisinin ana çizgileri*. Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih Coğrafya Fakültesi Yayını no 289, 68 s. Ankara.
- Erol, O. (1980). Anadolu'da Kuaterner pluvial ve interpluvial koşullar ve özellikle güney İç Anadolu da son buzul çağından bugüne kadar olan çevresel değişimler. *Coğrafya Araştırma Dergisi*, 9, 5-16.
- Gencoğlu Korkmaz, G., Kurt, H., Asan, K. & Leybourne, M. (2022). Ar-Ar Geochronology and Sr-Nd-Pb-O Isotopic systematics of the post-collisional volcanic rocks from the Karapınar-Karacadağ area (Central Anatolia, Turkey): An alternative model for orogenic geochemical signature in sodic alkali basalts. *Journal of Geosciences*, 67(1), 53-69.
- Gürbüz, A., Kazancı, N., Hakyemez, H. Y., Leroy, S. A. G., Roberts, N., Saraç, G., Ergun, Z., Boyraz-Arslan, S., Gürbüz, E., Koç, K., Yedek, Ö. & Yücel, O. T. (2021). Geological evolution of a tectonic and climatic transition zone: the Beyşehir-Suğla basin, lake district of Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 110, 1077-1107. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02007-x>
- IUGS, (2022). International Union on Geological Sciences *The First 100 Geological Heritage Sites*. Published by IUGS, Spain, ISBN: 978-1-7923-9975-6.217 s.
- Kazancı, N. ve Gençoğlu Korkmaz, G. (2023). Doğal miras planlama: Jeolojik miras kaynakları ve kullanımı. In: Y.Küçükdağ, K. Özcan, Ç. Arabacı (Edler.), *Konya İli ve İlçelerinin Tarihi Süreç Çerçevesinde Çevre, Şehircilik ve İklim Değişikliği I+II*. Çevre Şehircilik ve İklim Değişikliği Bakanlığı Yayını, cilt 1, s. 23-29.
- Kazancı, N. & Gürbüz, A. (2014). Jeolojik miras nitelikli Türkiye doğal taşları. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 57(1), 19-44. <https://doi.org/10.25288/tjb.298752>
- Kazancı, N., Şaroğlu, F. ve Suludere, Y. (2015). Türkiye Jeositleri Çatı Listesi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 151, 261-278.
- Kazancı, N. & Roberts, N. (2019). The lake basins of southwest Anatolia. In C. Kuzucuoğlu, A. Çiner, N. Kazancı (Eds.), *Landscapes and Landforms of Turkey* (p.: 325-337), *World Series of Geomorphology*. Springer.
- Koçyiğit, A. (1983). Hoyran Gölü (Isparta Bölümü) Dolayının Tektoniği. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26(1), 1-26. [https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/134f7cebfbdb21fe\\_ek.pdf](https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/134f7cebfbdb21fe_ek.pdf)
- Kuzucuoğlu, C., Çiner, A. & Kazancı, N. (2019). Geomorphological regions of Turkey. In C. Kuzucuoğlu, A. Çiner, N. Kazancı (Eds.), *Landscapes and Landforms of Turkey* (p.: 41-178), *World Series of Geomorphology*. Springer.
- Lahn, E. (1948). *Türkiye Göllerinin Jeolojisi ve Jeomorfolojisi Hakkında Bir Etüt*. MTA Enstitüsü Yayınları Seri B, No.12, Ankara.



- Lüttig, G. & Steffens, P. (1976). *Explanatory Note for the Palaeo-geographic Atlas of Turkey from the Oligocene to the Pleistocene*. Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe, Hannover 64 s.
- McHugh, C. M. G., Gurung, D., Giosan, L. & Ryan, W. B. F. (2008). The last reconnection of the Marmara Sea (Turkey) to the World Ocean: A palaeoceanographic and paleoclimatic perspective. *Marine Geology*, 255, 64-76.
- Nazik, N., Koray Türk, K., Tuncer, K. ve Özel, E. H. (2005). Türkiye Mağaraları. *Ulusal Mağara Günleri Sempozyumu Bildiriler Kitabı (s.:31-44)*, Beyşehir, Konya.
- Nazik, L., Poyraz, M. & Karabıykoğlu, M. (2019). Karstic landscapes and landforms of Turkey. In C. Kuzucuoğlu, A. Çiner, N. Kazancı (Eds.), *Landscapes and Landforms of Turkey* (p.: 181-196), *World Series of Geomorphology*. Springer.
- Okay A. I. ve Tüysüz O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 475-515.
- Orhan, O., Kırtıoğlu, O. S. ve Yakar, M. (2020). Konya kapalı havzası obruk envanter bilgi sisteminin oluşturulması. *Geomatik* 5(2), 81-90.
- Reynard E. & Brilha J. (Ed.) 2018. *Geoheritage: assessment, protection and management*. Elsevier. Amsterdam, 450 s.
- Robertson, A. H. F., Poisson, P. & Akıncı, Ö. (2003). Developments in research concerning Mesozoic-Tertiary Thetys and neotectonics in the Isparta Angle, SW Turkey. *Geological Journal* 38, 195-234.
- Ryan, W. B. F., Pittman, W. C., III, Major, C. O., Shimkus, K., Maskalenco, V., Jones, G. A., Dimitrov, P., Görür, N., Sakıncı, M. & Yüce, H., 1997. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology*, 138, 119-126.
- Scotese, C. R. (2014). Cenozoic Plate Tectonic, Paleogeographic, and Paleoclimatic Reconstructions, Maps 1-15, *PALEOMAP Project* Evanston, Illinois, USA, 16 s.
- Şenel, M. (2002). *1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Konya Paftası* (Ed.: M. Şenel). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- Şengör, A. M. C. (1980). *Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları*. Türkiye Jeoloji Kurumu, Konferans Serisi 2, Ankara, 40 s.
- 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 zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In K.T. Biddle, & N. Christie-Blick (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub. 37, 227-264. <https://doi.org/10.2110/pec.85.37.0211>
- Şenkul, Ç. & Doğan, U. (2013). Vegetation and climate of Anatolia and adjacent regions during the Last Glacial period. *Quaternary International*, 302, 110-122. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.04.006>
- Tapur, T. ve Bozyiğit, R. (2013). *Konya İli Obruk Envanteri*. T.C. Orman ve Su İşleri Bakanlığı, Doğa Koruma ve Milli Parklar İl Müdürlüğü, Konya.
- Taymaz, T., Jackson, J. & Mckenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106(2), 433-490.
- Theodossiou-Drandaki, I, Nakov, R., Wimbledon, W. A. P., Serjani, A., Neziraj, A., Hallaci, H., Sijaric, G., Begovic, P., Todorov, T., Tchoumatchenco, Pl., Diakantoni, A., Fassoulas, Ch., Kazancı, N., Saroglu, F., Dogan, A., İnaner, H., Dimitrijevic, M., Gavrilovic D., Krstic, B. & Mijovic, D. (2004). IUGS Geosites project progress - a first attempt at a common framework list for southeastern European countries. In M. Parkes (Ed.), *Natural and Cultural Landscapes- the Geological foundation. Proceedings of a Conference 9-11 September 2002* (p.: 81-90). Dublin Castle, Ireland, Royal Irish Academy, Dublin.

Türkecan, A. (2015). *Türkiye'nin Senozoyik Volkanitleri*. M.T.A. Genel Müdürlüğü Özel yayın Serisi, no 33, 255 s + 12 Harita, Ankara.

Wimbledon, W. A. P. (1996). National site election, a stop on the road to a European Geosite List. *Geologica Balcanica*, 26, 15-27.

Wimbledon, W.A.P., Benton, M. A., Berins, R. E. (1995). The development of a methodology for the selection of British geological sites for conservation. Part I, ProGEO. *Modern Geology*, 20, 59-202.



**Jeolojik ve Jeomorfolojik Yapının 1999 Depremleri Sonrası  
Adapazarı Kent Dokusunun Oluşumundaki Etkisi**  
*The Effect of Geological and Geomorphological Structure on the Formation of  
Adapazarı Urban Fabric after the 1999 Earthquakes*

**Seda Sakar\*<sup>1</sup> , Hidayet Taga<sup>2</sup> , Fikret Zorlu<sup>1</sup> **

<sup>1</sup> Mersin Üniversitesi, Mimarlık Fakültesi, Şehir ve Bölge Planlama Bölümü, Yenişehir / Mersin

<sup>2</sup> Mersin Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Yenişehir / Mersin

• Geliş/Received: 28.04.2023 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 31.08.2023 • Kabul/Accepted: 05.08.2023  
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 14.08.2023 • Baskı/Printed: 20.08.2023

*Araştırma Makalesi/Research Article*

*Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Bu çalışmada 17 Ağustos 1999 (Mw 7,4) ve 12 Kasım 1999 (Mw 7,2) tarihlerinde meydana gelen depremler sebebiyle büyük ölçüde yıkıma uğrayan Adapazarı kent merkezinin, mevcut kentsel alanlar ve yeni gelişme alanlarının yer seçimi ile jeolojik ve jeomorfolojik yapının ilişkisinin ortaya koyulması amaçlanmıştır. Sakarya Nehri'nin taşıdığı alüvyon zemin yapısına sahip, yeraltı su seviyesinin oldukça yüksek olduğu Adapazarı Ovası'na kurulmuş olan Adapazarı kent merkezi; 17 Ağustos ve 12 Kasım 1999 depremlerinde meydana gelen sıvılaşmaya bağlı hasar oluşumunda, depremlerin etkilediği yerleşim alanları içerisinde ilk sırada yer almaktadır. 07.01.2010 tarihinde onaylanan Sakarya ili 1/100.000 ölçekli 2025 yılı Çevre Düzeni Planı kapsamında, Adapazarı kent merkezinin tamamını içine alan Merkez Planlama Bölgesi, çalışma alanı olarak kabul edilmiştir. Hava fotoğrafları, uydu görüntüleri, sayısal yükseklik modelleri ve kurumlardan elde edilen sayısal verilerin Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) kullanılarak üst üste getirilmiş; çalışma alanına ait jeolojik – jeomorfolojik yapı ve kent formu arasındaki ilişki ortaya koyulmuştur. Temel amacı jeolojik ve jeomorfolojik yapının, deprem sonrası kent dokusu üzerindeki etkisinin değerlendirilmesi olan bu çalışmada; kentsel gelişmeye etki eden jeolojik ve jeomorfolojik faktörler, Analitik Hiyerarşi Süreci (AHP) yöntemiyle ağırlıklandırılarak; 1999 depremleri sonrası değişen kentsel dokuyla olan ilişkisi tartışılmıştır. Analizler sonucunda elde edilen sentez haritası ile kentsel dokunun çakıştırılması sonucunda çalışma alanının %65'inin yerleşme için uygun olmayan yapıda olmasına rağmen yapılaşmanın devam ettiği; 1999 depremleri sonrası mevcut kent merkezinin kuzeyinde yer seçen yeni gelişme alanlarının ise jeolojik ve jeomorfolojik açıdan yerleşime uygun yapıda olduğu tespit edilmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** AHP, deprem, jeoloji, jeomorfoloji, kent morfolojisi.

**Abstract:** This study aims to reveal the relationship between the geological and geomorphological structure of the Adapazarı city center, which was largely destroyed by the earthquakes on 17 August 1999 (Mw: 7.4) and 12 November 1999 (Mw: 7.2), and the existing settlement areas and location selection of development areas. Adapazarı city center, which is located on the Adapazarı Plain, has an alluvial soil structure carried by the Sakarya River and where the underground water level is quite high. Adapazarı was the most affected city by the 17 August and 12 November 1999 earthquakes, due to liquefaction. The Central Planning Region, which includes the entire Adapazarı city center, has been accepted as the study area within the scope of the Sakarya province 1/100,000 scale Land Use Plan for 2025, which was approved on 07.01.2010. The relationship between the geological-geomorphological structure of the study area and the city has been revealed by overlaying aerial photographs, satellite images, digital elevation models, and digital data obtained by using Geographical Information Systems (GIS). The objective of the study is to investigate the effect of the geological and geomorphological structure on the urban pattern after the



*1999 earthquakes. The geological and geomorphological factors affecting the urban development were weighted by the Analytical Hierarchy Process (AHP) method and their relationship with the changing urban pattern was discussed. After obtaining the synthesis map by overlapping the thematic maps, it was found that the constructions on unsuitable land (65% of the study area) continued after the 1999 earthquakes. The newly developed areas located in the northmost part of the existing city center are suitable for settlement in terms of geology and geomorphological criteria.*

**Keywords:** AHP, earthquake, geology, geomorphology, urban morphology.

## GİRİŞ

Kentler, bir dizi sosyal kurumu ve sosyal ilişkiler ağını içeren çok yönlü bir organizasyon yapısından meydana gelmektedir. Bu nedenle kentleri yalnızca binaların, yol ağlarının, açık ve kapalı mekânların bütünü değil; kullanıcısı ile bütün bir sistem olarak ele almak gerekmektedir (Almusaed & Almsad, 2019). Kentsel yapıda meydana gelen değişimler sosyal, ekonomik ve yönetsel yapıda meydana gelen değişiklikler olduğu kadar, fiziksel yapıda meydana gelen değişiklikleri de bünyesinde barındırmaktadır. Bu anlamda kentsel alanların insan ve çevre etkileşiminden meydana gelen bir sürecin ürünü olduğunu söylemek mümkündür (Kropf, 1996).

Kentsel yerleşmenin fiziksel formu, kullanıcısı ve bulunduğu coğrafya kadar çevresel faktörler ve arazi formu ile de yakından ilişkilidir. Bu bağlamda kentsel dokunun planlanması ve gelişimi ile jeolojik ve morfolojik yapı arasında sıkı bir ilişkinin olduğunu söylemek mümkündür. Artan nüfusun etkisi karşısında kentsel alanların gelişimi için seçeneklerin değerlendirilmesi, arazi uygunluğunun tespiti, kara ve demir yolu ulaşım bağlantılarının belirlenmesi ile yeni gelişme alanlarının yer seçimi ve gelişimi; kentin konumlandığı alanın jeolojik ve morfolojik özellikleri ile ilişkilidir. Ayrıca kentlerin gelecekte karşılaşılabileceği problemlerin öngörülmesi ve buna göre planlama stratejilerinin belirlenmesi ile endüstri, sanayi ve lojistik gibi üst ölçekli kullanımların yer seçiminde, jeolojik ve jeomorfolojik yapı ile kent dokusu arasındaki ilişkinin bütüncül bir yaklaşımla ele alınması;

doğal kaynaklara verilen zararın en aza indirilerek en fazla faydayla kullanılması hususunda önem taşımaktadır (Huggett, 2017). Erkal ve Taş (2013) çalışmasında jeomorfoloji ve kent formu arasındaki ilişkiyi üç gruba ayırarak ele almışlardır. Bunlardan ilki jeomorfolojik düzen yani yer şekilleri, ikincisi jeomorfolojik süreçler, üçüncüsü ise toprak ve toprak altı koşullarının belirlenmesi ile bu üç maddeye yönelik planlama kararlarının alınması şeklindedir (Erkal ve Taş, 2013).

Sakarya ilinin merkez ilçesi olan Adapazarı'nda kentsel yapıyı çevre göz önüne alındığında, 1999 depremlerinin neden olduğu zemin sıvılaşması ve diğer nedenlerle, toplam konut ve iş yerlerinden %36.4'ünün ağır hasara uğradığı; bu nedenle depremden etkilenen diğer kentlere oranla en fazla hasarın gözlemlendiği tespit edilmiştir (Özmen, 2000a, 2000b). Deprem sonrası kamu kurum ve kuruluşları, üniversiteler ve meslek odaları tarafından hazırlanan rapor ve etütlerde de kentte meydana gelen felaketin boyutu gözler önüne serilmiştir (Koçyiğit vd., 1999). Yaşanan deprem felaketi sonrasında ivedilikle gerçekleştirilen Sakarya ili ve ona bağlı yerleşkeler için yeni yerleşim alanlarının belirlenmesine yönelik zemin etütleri ve analizler sonucunda (Koçyiğit vd., 1999) mevcut kent merkezinin kuzeybatısında, zemin yapısı açısından Pliyosen ve Neojen yaşlı sedimanter çökellerden oluşan kaya birimlerin yüzelelendiği; düşük ve orta eğim aralığına sahip (%0-30); heyelan türü kütle hareketlerinin gözlemlenmediği alanlara doğru kentsel gelişiminin planlanmasına karar verilmiştir.

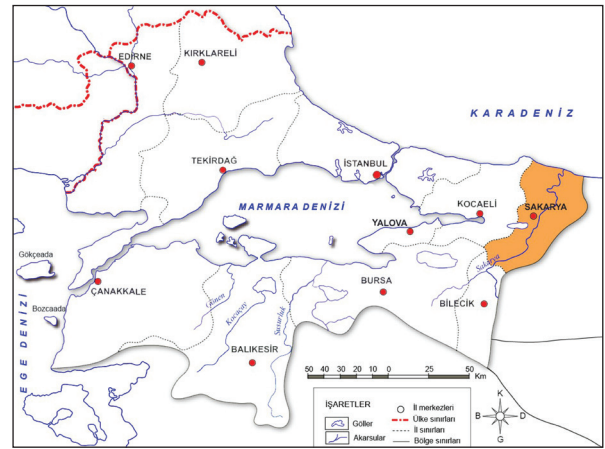
Bu çalışmada 1999 depremleri sonrasında Adapazarı kentsel gelişimi ile jeolojik ve jeomorfolojik yapı arasındaki ilişki; deprem tehlikesinden kaynaklanan ölçütlerin ağırlıklandırılarak analiz edilmesi metodu (Analitik Hiyerarşi Süreci) (AHP) ile gerçekleştirilmiştir. Tarafsız bir araştırma yöntemi üzerinden tutarlı bir değerlendirme yapmayı amaçlayan bu çalışmada; sayısal ve nicel verileri olduğu kadar sözel ve nitel özellikleri de sorgulamayı mümkün kılarak, araştırmalarda karar vermeyi kolaylaştıran bir yöntem olması sebebiyle AHP tercih edilmiştir. Kentlerin içerisinde buldukları çevresel koşullar ve bölgesel bağlam içerisinde ele alınarak farklı planlama ölçekleri arasında tutarlı yaklaşımların geliştirilmesi amacıyla jeolojik ve jeomorfolojik yapı ile kent morfolojisinin bütüncül bir bakış açısıyla ele alınması; yerel yönetimlerin bu kapsamda hazırlayacağı planlama çalışmaları için yol gösterici olması açısından önem taşımaktadır.

## MATERYAL ve YÖNTEM

Marmara Bölgesi'nin en doğusunda yer alan Sakarya ilinin nüfusu 2022 yılı Türkiye İstatistik Kurumu (TÜİK), verilerine göre 1.080.080 kişi; Adapazarı merkez ilçesinin nüfusu ise 281.489 kişi olarak tespit edilmiştir (TÜİK, 2022). Kuzeyde Karadeniz'e kıyısı olan kentin batısında Türkiye'nin en önemli ticaret ve sanayi kentleri olan Kocaeli ve İstanbul, güneyinde Bilecik, doğusunda ise Düzce ve Bolu illeri bulunmaktadır (Şekil 1).

Kurulduğu dönemde Sapanca Gölü'nün kuzeydoğusunda konumlanan eski kent, 1990'lı yıllarda D100 otoyolunun inşasının tamamlanması ve artan sanayi yatırımlarının etkisi ile genişleyerek Sapanca Gölü kıyılarına kadar genişlemiştir. Türkiye'nin en önemli akarsularından biri olan Sakarya Nehri, kenti boylu boyunca kat ederek Sakarya il sınırları içerisinde Karadeniz'e dökülmektedir. Güneydoğusunda yer alan Samanlı Dağları yükselimi haricinde

yeryüzü şekilleri açısından düz bir topografyaya sahiptir. Kuzeyinde Aksu, batısında Kocaeli, doğusunda ise Düzce Ovalarının yer aldığı Adapazarı Ovası'nın güneybatısında konumlanan Adapazarı kent merkezinin büyük bölümü, Sakarya Nehri'nin taşıdığı alüvyonel zeminler üzerinde bulunmaktadır. Kentin nehir çökelleri üzerine kurulması sebebiyle, yeraltı suyu seviyesi oldukça yüksektir. Özellikle Sapanca Gölü'nün doğu kıyılarında bataklık alanlar mevcuttur.



Şekil 1. Sakarya İlinin Konumu.

Figure 1. Location of Sakarya Province.

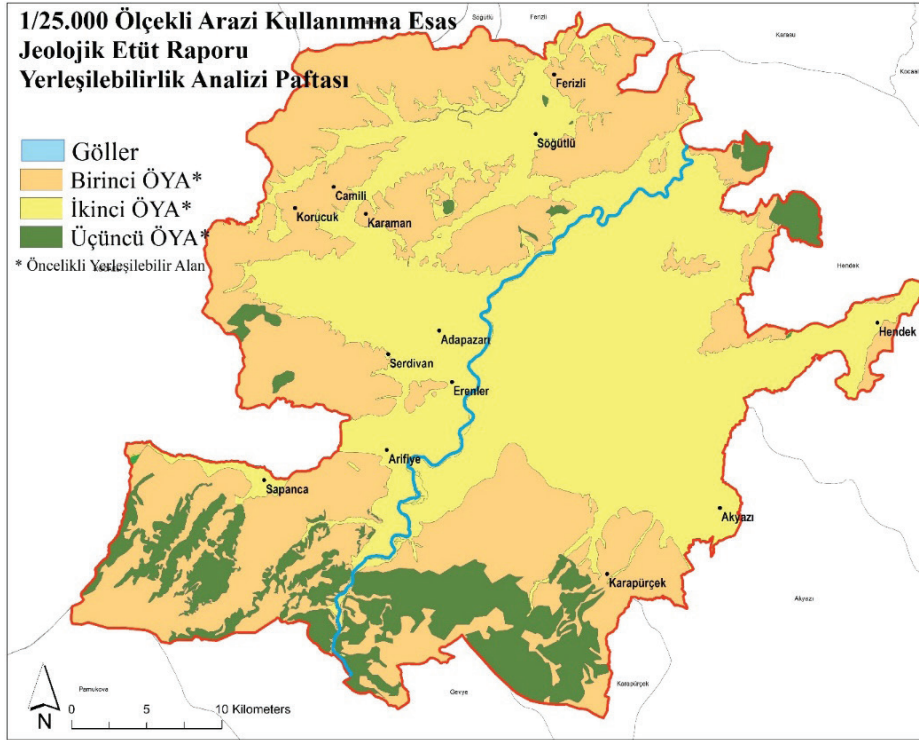
Orojenez (dağ oluşumları) ve tektonik hareketlerin sonucunda Adapazarı Ovası oluşmuştur. Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAF) hareketiyle jeomorfolojik olarak biçimlenen Adapazarı kent merkezini de içine alan bölge; Türkiye'nin deprem tehlikesi açısından en tehlikeli bölgelerinden birisidir (Akyol, 2007). Kalınlığı 200 metreyi aşan alüvyal zemin üzerine kurulmuş olan Adapazarı kent merkezinde, depremler esnasında zemin özellikleri ve yeraltı su seviyesinin yüzeye yakın olması gibi nedenlerle meydana gelen zemin sıvılaşması, hasarın çok daha büyük olmasına neden olmuştur (Çökelek, 2003). En büyük hasarın özellikle kentin merkez mahallelerinde, yerleşime uygun olmayan zemin koşullarının üzerine inşa edilen ve alt katlarının

dükkan ve pasajlardan oluştuğu apartman tipi yapılarda meydana gelmiştir. 1999 depremleri ile kentteki konut stokunun %70'inin ağır, orta ve hafif derecede hasara uğradığı tespit edilmiştir (Akyol, 2007).

Kent morfolojisinin bütüncül bir bakış açısıyla ele alınarak, kentleri içerisinde buldukları çevresel koşullar bağlamında değerlendirmeyi amaçlayan bu çalışmada, 07.01.2010 tarihinde onaylanan Sakarya ili 1/100.000 ölçekli 2025 yılı Çevre Düzeni Planı kapsamında belirlenen üç alt bölgeden biri olan Merkez Planlama Bölgesi çalışma alanı olarak kabul edilmiştir.

Deprem sonrası hızlı bir dönüşüm ve yeniden yapılaşma sürecine giren kent için 03.11.1999 tarihinde onaylanan 1/25.000 ölçekli Adapazarı Kuzey Gelişim Bölgesi ve Çevre Düzeni Planı

ile kentin kuzeybatısında yeni gelişme alanları planlanmıştır. Jeolojik ve jeomorfolojik yapısı bakımından Adapazarı, Serdivan, Erenler, Arifiye, Sapanca ilçelerinin tamamı ile Söğütü, Hendek, Akyazı, Ferizli ve Karapürçek ilçelerinin bir kısmını içerisine alan merkez planlama bölgesi, yaklaşık 143.610 hektarlık alana sahiptir. 1/25.000 ölçekli Çevre Düzeni Planı'na altlık oluşturmak üzere hazırlanan 1/25.000 ölçekli Arazi Kullanımına Esas Jeolojik Etüt Raporu'na göre topoğrafik yapısı, coğrafi durumu, iklim durumu, il genelinde mostra veren kaya birimlerinin litolojik-yapısal durumu, topoğrafik eğim durumu ve bölgenin depremselliği dikkate alınarak, arazi kullanım öneri haritasında üç (3) alt sınıfa ayrılmıştır (Şekil 2) Sakarya İli, Birinci Etap Alanların Arazi Kullanımına Esas Jeolojik Etüdü Raporu, 2012).



**Şekil 2.** 1/25.000 Ölçekli Arazi Kullanımına Esas Jeolojik Etüt Raporu Yerleşilebilirlik Analizi Paftası (Sakarya İli, Birinci Etap Alanların Arazi Kullanımına Esas Jeolojik Etüdü Raporu, 2012).

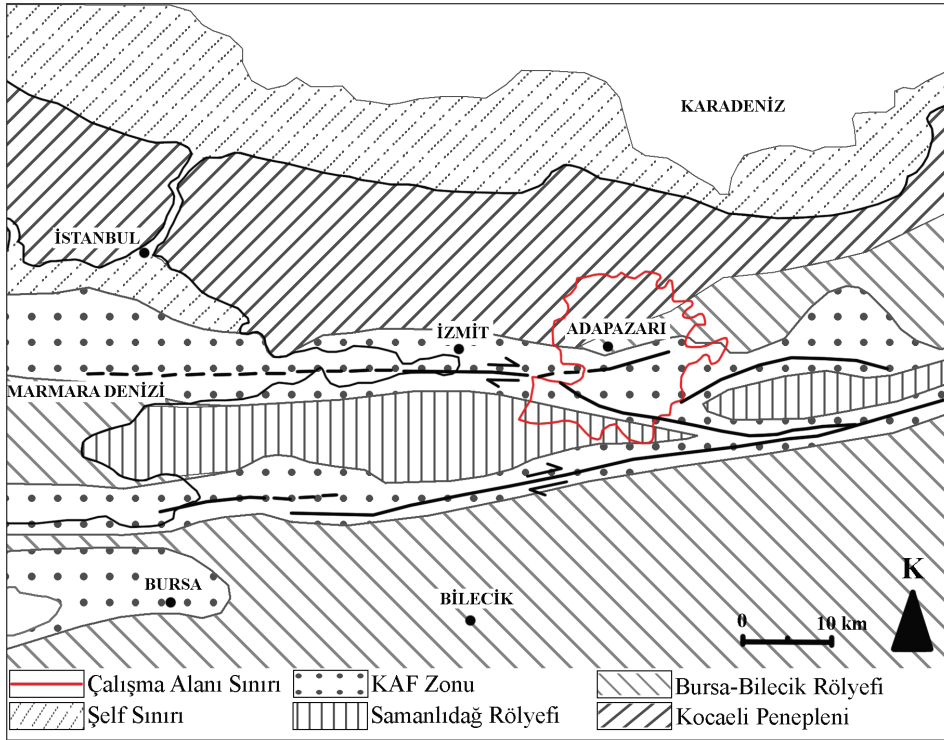
**Figure 2.** Land Suitability Map Based on 1/25,000 Scale Land Use Geological Survey Report (Sakarya Province, Geological Survey Report Based on Land Use of First Stage Areas, 2012).



Yapılan yerleşime uygunluk değerlendirmesi analizine göre eğimi oldukça yüksek ( $\geq \%45$ ); magmatik, metamorfik ve sedimanter kayalardan meydana gelen; muhtemel kaya düşmesi ve heyelan tehlikesi olan alanlar ile bataklıkların görüldüğü alüvyon birimlerinden oluşan yerleşilebilirlik açısından üçüncü öncelikli alanların büyük bir bölümü çalışma alanının güneyinde yer almaktadır (Sakarya İli, Birinci Etap Alanların Arazi Kullanımına Esas Jeolojik Etüdü Raporu, 2012). Eğimi %10'a kadar olan alüvyon, alüvyon yelpazesi ve yamaç molozu bulunan alanların bataklık olmayan kısımlarını kapsayan; yeraltı su seviyesinin yüzeye oldukça yakın olduğu; büyük bir kısmı Sakarya Nehrinin

getirdiği alüvyon birimlerinden oluşan ve deprem esnasında "sıvılaşma" beklenen yerleşilebilirlik açısından ikinci öncelikli alanlar ise kent merkezi ve nüfusun büyük bir bölümünü içine almaktadır (Sakarya İli, Birinci Etap Alanların Arazi Kullanımına Esas Jeolojik Etüdü Raporu, 2012).

1999 depremleri sonrası yeniden yapılaşma sürecine giren Adapazarı kent merkezi ve mevcut kent merkezinin kuzeybatısında inşa edilen yeni gelişme alanlarını da içerisine alan çalışma alanı içerisindeki ana morfolojik birimler (Şekil 3) Kocaeli Penepleni, KAF Zonu (Sapanca Çöküntüsü) ve Samanlı Dağları Yükselimi şeklindedir (Emre vd., 1998).



Şekil 3. Çalışma alanı sınırı (Altlık harita: Doğu Marmara Bölgesi genelleştirilmiş morfotektonik birimler haritası, Emre vd., 1998).

Figure 3. Study area map (Base Map: Generalized morphotectonic unit map of the Eastern Marmara Region Map, Emre et al., 1998).

Sapanca çöküntüsünün kuzeyinde, yükselti değerleri 100–200 metre arasında değişen Kocaeli Penepeni, düşük eğim ( $5^{\circ}$  –  $15^{\circ}$ ) derecesine sahip, doğu-batı uzanımlı yükselim göstermektedir (Koçyiğit vd., 1999). Çalışma alanı dışındaki alansal büyüklüğü oldukça geniş yayılım gösteren bu jeomorfolojik oluşum, Adapazarı dolaylarında KAF Zonunu meydana getiren faylar tarafından kesilmektedir (Şekil 3). Türkiye'nin en aktif fay zonlarından biri olan KAF Zonu, Kocaeli Penepeni ve Samanlı Dağları yükselimi bir birinden ayırmaktadır. KAF Zonuna ait İzmit-Adapazarı segmenti ile Düzce fayının etkileşimi sonucu meydana gelen Adapazarı Ovası; sağ yanal doğrultu atımlı özellik gösteren KAF hareketi etkisinde kalan kesimlerinin çökmesi sonucunda oluşan büyük graben yapıdaki çek-ayır havzası (Hoşgören, 2017) morfolojisine sahiptir (Emre vd., 1998). Aktif faylarla sınırlandırılmış,

ortalama yüksekliği 700-1000 metre arasında değişen, doğu-batı doğrultusundaki Samanlı dağları Yükseliminin yüzey morfolojisi bloklı yapı gösterirken; Sakarya Nehri ve Mudurnu Çayı'nın geçtiği boğazlar ile kuzey-güney yönünde kesilmektedir (Emre vd., 1998). KAF zonuna yakın kesimlerde gelişimi Kuvaterner'e rastlayan kısa akarsulardan meydana gelen genç bir direnaj yapısı mevcuttur (Emre vd., 1998).

### Çalışma Alanı

Adapazarı örnek çalışma alanına yönelik jeolojik, jeomorfolojik ve kent formuna yönelik analizlerin gerçekleştirilebilmesi amacıyla ilk olarak kurum, kuruluş ve erişime açık veri tabanlarından, alana ait raster ve vektör veriler temin edilmiştir. Çalışmaya altlık olması için temin edilen veriler Çizelge 1'deki gibidir.

**Çizelge 1.** Çalışmaya altlık olan veriler.

*Table 1. Data and Map List.*

| Kaynak   | Veri Türü  | Çalışmaya Girdisi                                      |
|--|--|--|
| Copernicus Land Monitoring Service                           | Arazi örtüsü (1990, 2000, 2006, 2012, 2018)<br>Nehir ağı veri tabanı<br>Mevcut kentsel kullanımlar (2012, 2018)  | Akaçlama Drenaj ağı<br>Kentsel alanlar<br>Arazi örtüsü |
| Alaska Uydu Tesisi (Alaska Satellite Facility)               | Hücre boyu 12,5*12,5 metre çözünürlük düzeyine sahip<br>Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) (Digital Elevation Model - DEM)   | Eğim<br>Bakı<br>Topografya                             |
| Maden Tetkik ve Arama Genel M.                               | 1/25.000 heyelan alanları<br>1/25.000 diri faylar  | Heyelan alanları<br>Diri faylar                        |
| Harita Genel Müdürlüğü                                       | 1979 yılına ait 22 adet hava fotoğrafı<br>1994 yılına ait 19 adet hava fotoğrafı<br>1999 yılına ait 62 adet hava fotoğrafı<br>2006 yılına ait 21 adet hava fotoğrafı<br>2015 yılına ait 60 adet hava fotoğrafı   | 1979, 1994, 1999, 2006 ve 2015 yılları kent dokusu     |
| Harita Genel Müdürlüğü                                       | Türkiye Mülki İdare Sınırları  | İl ve ilçe sınırları                                   |
| Devlet Su İşleri   | Çalışma alanı sınırları içerisinde yer alan 66 adet sondaj kuyusuna ait statik su seviyesi derinlikleri  | YAS Seviyesi   |
| Sakarya Büyükşehir Belediyesi, Şehir Planlama Şube Müdürlüğü | Sakarya ili 1/100.000 ölçekli 2025 yılı Çevre Düzeni Planı kapsamında hazırlanan 1/25.000 Adapazarı Kuzey, Merkez ve Güney Planlama Bölgelerine ait raporlar ve ekleri<br>1/25.000 ölçekli Arazi Kullanımına Esas Jeolojik Etüt Raporu'nun sonuç ve öneriler kısmı | Hâlihazır  |

## **Jeomorfolojik ve jeolojik yapı**

Veri tabanının oluşturulması sonucunda Adapazarı örnek çalışma alanına ait jeolojik, jeomorfolojik ve kent formuna yönelik analiz haritaları çalışma kapsamında üretilmiştir. Sayısal Yükseklik Modeli (DEM) raster verisi kullanılarak üretilen Adapazarı kent merkezini de içerisine alan Adapazarı Ovası'nın, yükseklik değerleri 50-100 metre arasında seyreden ve çalışma alanının %53'ünü kaplayan kısmı, yeryüzü şekilleri açısından düz bir topografyaya sunmaktadır (Şekil 4a). Yapılan analizler sonucunda minimum yükseklik değerinin 43 metre, maksimum yüksekliğin ise Samanlı Dağları'nda 1530 metre olduğu tespit edilmiştir. Sayısal yükseklik modeli (DEM) analizi ile elde edilen eğim haritası incelendiğinde (Şekil 4b), bölgenin topografyasına bağlı olarak çalışma alanının %50'sinden fazlası yumuşak eğimli ( $0^{\circ} - 5^{\circ}$ ), %25'i düşük eğimli ( $5^{\circ} - 15^{\circ}$ ), %15'i orta eğimli ( $15^{\circ} - 30^{\circ}$ ) ve geriye kalan %3,5'lük kısmı ise yüksek ve çok yüksek eğimli ( $45^{\circ}$  ve üstü), alanlardan meydana geldiği görülmektedir.

Çalışma alanına ait DEM verisinden elde edilen yamaç yönelimi analizine göre Adapazarı Ovası'nda eğimin yok denecek kadar az olması sebebiyle tanımlı bir bakı yönü gözlenmemektedir. Alansal olarak en fazla yönelimin %24 oranla güneye yönelimli yamaçlar ile %22 oranla kuzeye yönelimli yamaçlar olduğu tespit edilen analizde, herhangi bir bakı yöneliminin gözlenmediği düz alanlar çalışma alanının %13'ünü oluşturmaktadır (Şekil 4c). Yılın üçte birinden fazla günde yağış alan kentteki en önemli akarsu, il sınırları içerisindeki uzunluğu yaklaşık 160 km olan Sakarya Nehri, Gevye Boğazı'nı aşarak kuzeye doğru ilerlemekte, Adapazarı kent merkezinin doğusundan geçerek oradan Karadeniz'e ulaşmaktadır. (Akyol, 2007). Çalışma alanının kuzeybatısında Çarksuyu; doğuda ise Dinsiz Çayı, Kanlıçay ve Karaca Dere'nin döküldüğü Mudurnu Çayı, bölgenin önemli akarsularındandır (Şekil 4d).

Alt Ordovisiyen'den başlayarak Kuvaterner'e kadar değişik yaş ve litolojideki birimlerinin gözlemlendiği çalışma alanında (Koçyiğit vd., 1999); Paleozoyik döneme ait Kurtköy, Çaputlu ve Yılanlı Formasyonları çalışma alanının kuzeydoğusunda Ferizli ile Adapazarı kent merkezinin kuzeyinde Taşkısığı mevkiinde yüzeylenmektedir (Şekil 5d). Mezozoyik döneme ait Sultaniye Metamorfittleri ile Akçay ve Yemişliçay Formasyonlarına ait birimlerin çalışma alanının güneyinde Samanlı Dağları yükseliminin tamamı ile kent merkezinin kuzey-kuzeydoğu aksında Çamyolu, Poyrazlar, Soğucak mevkilerinde yüzeylenmektedir (Şekil 5d). Tersiyer döneme ait Akveren, Çaycuma ve Karapürçek formasyonları ile Yığılca üyesinin ise Sapanca Gölü'nün kuzey yamaçları, çalışma alanının kuzeybatı sınırlarının tamamı ile güneyde Samanlı Dağları'nın hafif eğimli yamaçlarında mostra verdiği görülmektedir (Şekil 5d). Çalışma alanında alansal olarak en büyük yüzeylenmenin ise zemin özelliği yönünden orta-zayıf yapıdaki henüz oluşumunu tamamlamamış alüvyon birimlerin meydana getirdiği Kuvaterner döneme ait olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 5d). Kent merkezinin büyük bir bölümü Kuvaterner döneme ait alüvyonlu zemin üzerinde bulunmaktadır (Koçyiğit vd., 1999).

Maden Tetkik Arama (MTA), elektronik ticaret sitesi (<https://eticaret.mta.gov.tr/>) üzerinden temin edilen 1/25.0000 ölçekli heyelan haritası incelendiğinde Sapanca Gölü'nün kuzeyi ve güneyi ile Karapürçek'in batısında yer alan tepelik alanlarda, aktif heyelanların yoğunlukta olduğu görülmektedir. Eski ve sığ heyelanların alansal büyüklüğü, aktif heyelanlara göre oldukça azdır (Şekil 5a).

Maden Tetkik Arama (MTA), elektronik ticaret sitesi (<https://eticaret.mta.gov.tr/>) üzerinden temin edilen 1/25.0000 ölçekli diri fay hatları haritasına göre ise Sapanca Gölü – Serdivan merkez arasında olası Kuvaterner fayı; Sapanca ilçe merkezinin güneyinden Karapürçek'e doğru



uzanan Kuvaterner fayı; Erenler'in doğusu, Karapürçek'in kuzey ve kuzeybatısı ile Sapanca Gölü'nün doğu kıyılarında bulunan Holosen fayları çalışma alanını kesmektedir. Kuzey Anadolu Fayı (yüzey kırığı) ise il sınırlarına doğuda Akyazı mevkiinden girerek batıya doğru ilerleyen, Arifiye'yi geçtikten sonra Sapanca Gölü içerisinde devam ederek İzmit – Yalova ve oradan da Marmara Denizi'ne ulaşmaktadır (Şekil 5b).

Çalışma alanı sınırları içerisinde bulunan Devlet Su İşleri tarafından yeraltı suyu potansiyelinin belirlenmesi amacıyla açılmış kuyulara ait statik su seviyelerinin haritalandırılmasıyla elde edilen yeraltı su seviyesi (YASS) haritasına göre, özellikle kent merkezini kapsayan alüvyon yapıdaki ova tabanında yeraltı su seviyesi 0 – 5 metre aralığında olduğu görülmektedir (Şekil 5c).

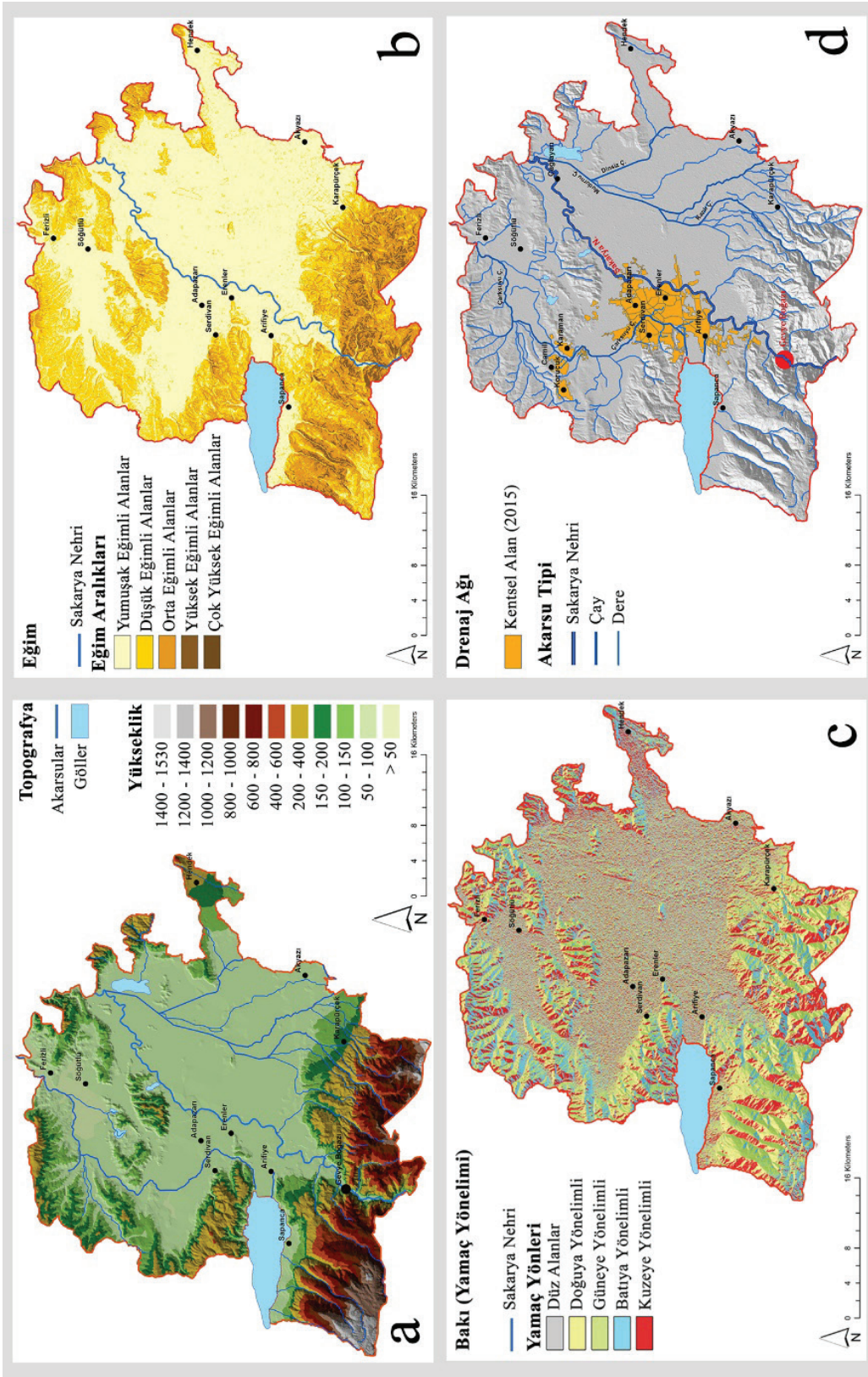
### **Arazi örtüsü ve kentsel kullanımlar**

Çalışma alanına ait jeolojik ve jeomorfolojik yapı ile ilişkili olarak kent formunun değişimine yönelik bütünlük bir uygunluk değerlendirmenin yürütüldüğü çalışma kapsamında; Avrupa Birliği, dünya gözlem programı Copernicus aracılığıyla elde edilen CORINE Arazi Örtüsü veri tabanından elde edilen 2000, 2006, 2012 ve 2018 yıllarına ait arazi örtüsü sınıfları haritalandırılmıştır (Şekil 6).

2000 yılına ait arazi örtüsü haritası incelendiğinde Sapanca Gölü'nün kuzeydoğusunda kent merkezi olmak üzere; Sapanca Gölü'nün güneyi ve kuzeyindeki yerleşimler, Akyazı, Hendek ve Ferizli yerleşim alanlarının konumu ile Adapazarı Ovası üzerinde yer seçen kırsal yerleşmelerin konumu net olarak görülmektedir (Şekil 6a). Arifiye mevkiinde yer alan endüstriyel ve ticari birimlerin kentsel dokunun güneyi

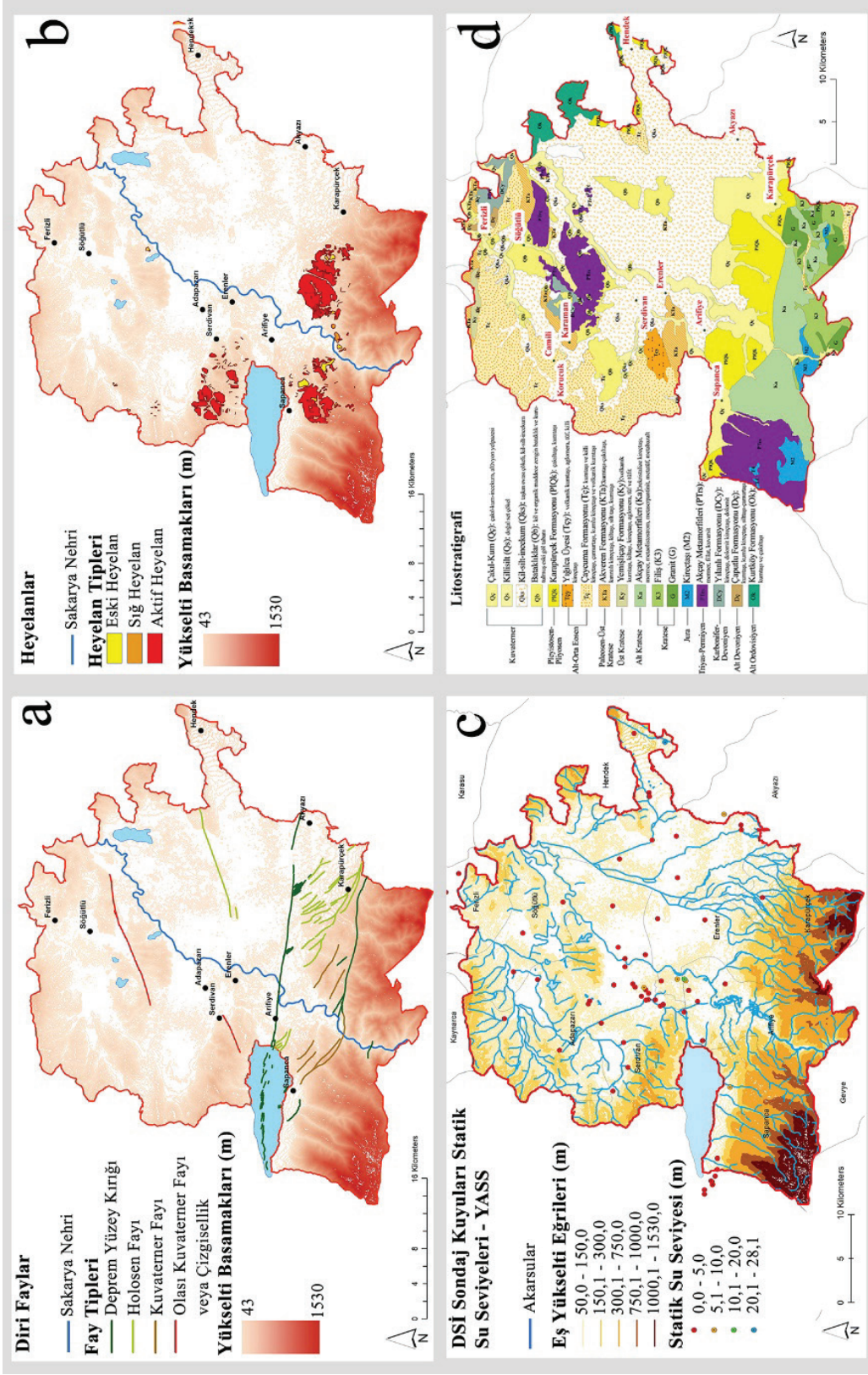
ile Sakarya nehrinin batısında D100 otoyolu çevresinde geliştiği dikkat çekmektedir. Deprem sonrası hızlı bir yapılaşma sürecinin başladığı kentte, kuzeyde Camili – Karaman mevkiinde yeni gelişme alanlarının yapımına başlanmıştır (Şekil 6a). Endüstriyel ve ticari birimlerinin kuzeye, kentsel alanın iç bölgelerine doğru yayıldığı görülen 2006 yılına ait arazi örtüsü haritasında, kent merkezinin kuzeybatısındaki Camili ve Karaman mevkiinde yer alan inşaat sahaları tamamlanarak Korucuk mevkiinde de kentsel gelişimin devam ettiği gözlemlenmektedir (Şekil 6b).

2012 yılına gelindiğinde kentsel dokunun genişlediği ve kuzeydeki Camili – Karaman yeni gelişme alanlarına Korucuk mevkiindeki yapılaşmanın da eklendiği görülmektedir (Şekil 6c). Ayrıca endüstriyel ve ticari birimlerin bir yandan Adapazarı kent merkezinin iç kesimlerine doğru güney – kuzey yönünde genişleme gösterdiği, diğer taraftan kentsel dokunun güneyine eklenen sanayi kullanımlarının ise dönüşmeye başladığı dikkat çekmektedir (Şekil 6c). 2006 yılında yaklaşık 7000 hektar olan kentsel dokunun (kent merkezi ve kırsal yerleşmeler dâhil), 2012 yılına gelindiğinde 8800 hektar büyüklüğe sahip olduğu tespit edilmiştir. Son olarak 2018 yılı arazi örtüsü dağılımları incelendiğinde ise Arifiye ilçe merkezinin kuzeyindeki ekilebilir alanların içerisinde yer alan inşaat sahalarının varlığı, kentsel dokunun Arifiye' den Adapazarı kent merkezine doğru süreklilik gösterme eğiliminde olduğunu desteklemektedir (Şekil 6d). Kent merkezinin kuzeybatısındaki Karaman, Camili ve Korucuk gelişme alanlarına doğru kentsel dokunun yayılmaya başlaması, ilerleyen zamanda bu bağlantının kuvvetleneceğini göstermektedir. 2018 yılında kentsel dokunun büyüklüğü 9300 hektar civarındadır.



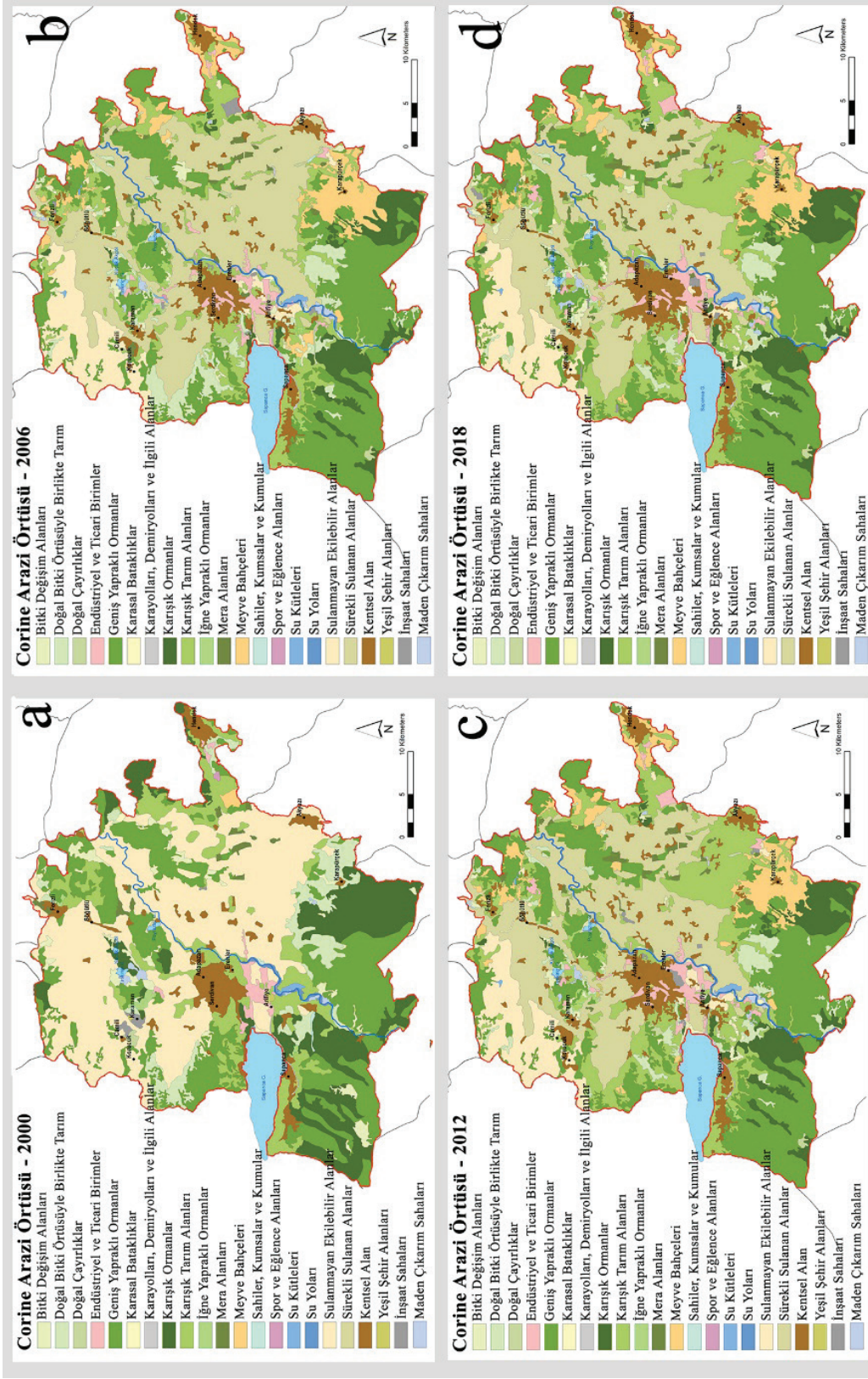
Şekil 4. Çalışma alanına ait a) topografya, b) eğim, c) bakı ve d) drenaj haritaları.  
Figure 4. Maps of study area. a) Topography, b) slope, c) aspect, and d) drainage.





Şekil 5. Çalışma alanına ait **a**) heyelan, **b**), diri fay, **c**), YASS ve **d**) litostratigrafi haritaları. **Figure 5.** Maps of study area. **a)** Landslides, **b)** faults, **c)** underground water level, and **d)** lithostratigraphy.



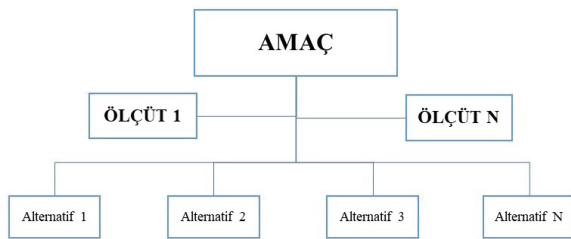


Şekil 6. Çalışma alanına ait a) 2000, b) 2006, c) 2012, d) 2018 yıllarına ait arazi örtüsü haritaları.  
Figure 6. Land cover maps of study area, by year: a) 2000, b) 2006, c) 2012, and d) 2018.

### Analitik Hiyerarşi Süreci (AHP)

Çalışma alanına ait verilerin toplanarak analiz edilmesinin ardından, 1999 depremleri sonrasında Adapazarı kentsel gelişimi ile jeolojik ve jeomorfolojik yapı arasındaki ilişkinin sentezlenerek değerlendirilmesi amacıyla Analitik Hiyerarşi Süreci (AHP) yöntemi kullanılmıştır. Amerikalı matematikçi Thomas L. Saaty tarafından ortaya konulan Analitik Hiyerarşi Süreci (*Analytic Hierarchy Process*); bir senteze veya sonuca ulaşmak için aynı anda birkaç faktörü göz önünde bulundurarak, önceliklendirme tekniğiyle bir dizi alternatif arasından en iyisini seçmek için tasarlanan bir karar verme yaklaşımıdır (Saaty ve Vargas, 2012). Yöntem karmaşık bir problemi alt öğelerine ayırarak çözmeye yönelik ölçütlerin ortaya koyulması; ölçütlerin birbirleri ile ilişkili olarak ne derecede önemli olduğunun hiyerarşik olarak belirlenmesi; yapılan önceliklendirme sonrası sentez ve duyarlılık analizleri ile en iyi seçeneğin test edilmesi olmak üzere 4 aşamadan oluşmaktadır (Saaty, 1995).

Problemi çözmeye yönelik ortaya koyulan amaç, ölçüt, alt ölçüt ve alternatiflerin belirli bir hiyerarşi içinde tanımlanmasıyla başlayan AHP yöntemi kapsamında (Şekil 7), çalışmaya ait hiyerarşik yapının oluşturularak genel hedef ve hedefe ulaşmayı sağlayacak ölçütlerin belirlenmesi ile bütünleşik bir araştırma yaklaşım ortaya koyulması amaçlanmıştır (Saaty ve Vargas, 2012).



Şekil 7. AHP'de Hiyerarşik Yapı.

Figure 7. Hierarchical Structure of AHP.

Ölçütlerin hiyerarşik yapıya göre oluşturulmasının ardından, belirli bir düzeyde yer alan ölçütlerin hiyerarşide bir üst düzeyde yer alan ölçütlere göre önem derecelerinin belirlendiği ikili karşılaştırmalar matrisi hazırlanmıştır. Bir veya birden fazla karar verici tarafından yapılan her bir ikili karşılaştırmada sözlü olarak eşit, orta, güçlü, çok güçlü ve aşırı olarak ifade edilen yargılar, 1'den 9'a kadar olan mutlak sayılarıyla ilişkilendirilir (Saaty, 2005).

Çizelge 2'de yer alan ve Saaty tarafından belirlenen karşılaştırma ölçeklerinden 1, 3, 5, 7 ve 9 sayıları, ölçütlerin birbirlerine göre eşit, orta, güçlü çok güçlü ve aşırı öneme sahip önem derecelerini temsil ederken; 2, 4, 6 ve 8 sayıları, aralık belirten ortalama değerlere karşılık gelmektedir.

İkili karşılaştırmalar matrisinin hazırlanmasının ardından karşılaştırma matrisindeki her sütuna ait elemana verilen değerler, sütunun toplam değerine bölünerek ikili karşılaştırmalar matrisi normalize edilir (Topel, 2006). Normalize edilen değerler toplamının aritmetik ortalaması alınarak ölçütlerin ağırlıklandırılması gerçekleştirilmiş olur. Ölçütler matrisinin normalleştirilmesi sonucu elde edilen özvektör (W) değerinin tutarlı olup olmadığına dair sağlamlasının yapılması amacıyla tutarlılık oranının (CR) hesaplanması gereklidir. CR değeri hesaplanırken, ilk olarak ikili karşılaştırmalar matrisindeki bütün değerler, W değeri ile çarpılarak yeni bir matris elde edilir. Elde edilen matrisin satırları toplamından elde edilen her bir değer, W değerine bölünerek; elde edilen değerler toplamının ölçüt sayısına (aritmetik ortalama) bölünmesi sonucunda  $\lambda_{max}$  (en büyük özdeğer) elde edilmiş olur. Tutarlılık Oranının (CR) hesaplanabilmesi için  $\lambda_{max}$  değeri kullanılarak Tutarlılık İndeksi'nin (CI) hesaplanması gereklidir. Tutarlılık İndeksi değerinin, Emshoff ve Saaty (1982) tarafından hazırlanmış olan Rassallık İndeksi (RI) (Çizelge 3) değerindeki n (ölçüt) sayısına karşılık gelen değere bölünmesi sonucunda Tutarlılık Oranı (CR) elde edilmiş olur.

**Çizelge 2.** AHP ikili karşılaştırma ölçeği (Saaty, 1988).

**Table 2.** AHP Pairwise Comparison Matrix (Saaty, 1988).

| Önem Derecesi | Tanım                                  | Açıklama   |
|---------------|--|--|
| 1             | Eşit öneme sahip                       | İki faaliyet amaca eşit katkıda bulunur.   |
| 2             | Eşit – Orta arası öneme sahip          |  |
| 3             | Orta derecede önemli                   | Deneyim ve yargı, bir faaliyeti diğerine biraz daha fazla tercih eder.                         |
| 4             | Orta – Güçlü arası öneme sahip         |  |
| 5             | Güçlü öneme sahip                      | Deneyim ve yargı, bir faaliyeti diğerine güçlü bir şekilde tercih eder.                        |
| 6             | Güçlü – Çok Güçlü arası öneme sahip    |  |
| 7             | Çok güçlü veya kanıtlanmış öneme sahip | Bir faaliyet diğerine göre çok güçlü bir şekilde tercih edilir.                                |
| 8             | Çok, çok güçlü öneme sahip             |  |
| 9             | Aşırı öneme sahip                      | Bir faaliyeti diğerine tercih eden kanıt, mümkün olan en yüksek doğrulama derecesine sahiptir. |

**Çizelge 3.** Rassallık İndeksi (RI) değerleri (Emshoff & Saaty, 1982).

**Table 3.** Randomness Index (RI) values (Emshoff & Saaty, 1982).

| N (ölçüt sayısı) | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| RI               | 0,00 | 0,00 | 0,58 | 0,90 | 1,12 | 1,24 | 1,32 | 1,41 | 1,45 | 1,49 |

Tutarlılık oranının 0,1'den küçük olması yapılan ikili karşılaştırmaların tutarlı olduğunu, 0,1'den büyük olması ise yapılan değerlendirmelerin tutarsız olduğu ve yeniden değerlendirme yapılması gerektiği anlamına gelmektedir.

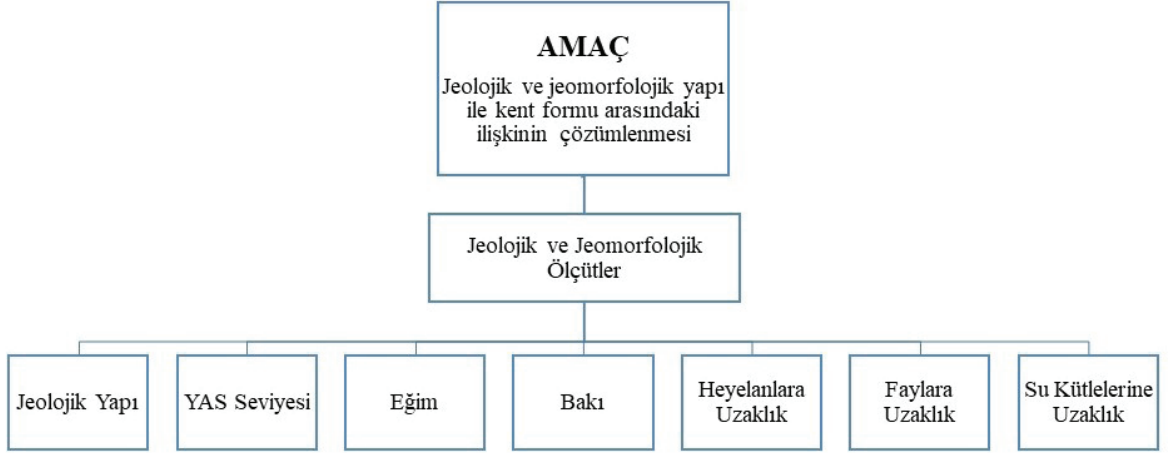
AHP yöntemi ile belirlenen ölçütlerin ağırlık değerleri girilerek, çalışmaya altlık olacak haritaların ArcGIS Pro yazılımı kullanılarak yeniden sınıflandırılması ve yeniden sınıflandırılan altlıkların çakıştırılması sonucu elde edilen sentez haritası, araştırmanın bulgular bölümünde ele alınmıştır.

### Ölçütlerin Ağırlıklandırılması

Çalışma kapsamında elde edilen analizlerin AHP yöntemi kullanılarak önem derecelerine göre ağırlıklandırılması ve ArcGIS Pro yazılımında mekânsal sentezlerinin yapılması

aşamalarından oluşmaktadır. Çalışma amacı doğrultusunda geçmiş yıllara ait kaynaklar ve literatür araştırmaları baz alınarak Adapazarı kent merkezinin 1999 depremlerinin meydana geldiği merkez üstlerine olan uzaklığına rağmen, en fazla hasarın görüldüğü kent olmasında, jeolojik yapı ve yer altı su seviyesinin yüzeye yakınlığının önemli rol oynadığı tespit edilmiştir. Buna göre Adapazarı çalışma alanı için belirlenen jeolojik ve jeomorfolojik yapı ile kent formu arasındaki ilişkinin çözümlenmesi amacıyla oluşturulan hiyerarşik yapıda (Şekil 8), belirlenen alt ölçütler YAS seviyesi, jeolojik yapı, faylara uzaklık, heyelanlara uzaklık, eğim, bakı ve su kütlelerine uzaklık şeklinde belirlenmiştir. Elbette AHP yöntemi kapsamında verilen ağırlık değerleri ve bu değerler sonucunda elde edilen önem derecelerinin, çalışma alanı özelinde ele alınmış olduğu belirtilmelidir. Her alan kendine özgü bilimsel bağlama sahiptir. Dolayısıyla araştırma sonuçları ve çıktılar yere özgüdür.





Şekil 8. Çalışmaya ait AHP hiyerarşik yapısı.

Figure 8. AHP hierarchical structure of the study.

Çizelge 4. Jeomorfolojik Ölçütler İkili Karşılaştırmalar Matrisi ve W (Normalize Ağırlık) değerleri.

Table 4. Geomorphological Criteria: Pairwise Comparisons Matrix and W (Normalized Weight) values.

| Jeomorfolojik Ölçütler | A           | B            | C            | D           | E            | F            | G            | (W)         |
|------------------------|-------------|--------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|-------------|
| Jeolojik Yapı          | 1           | 5            | 5            | 1           | 7            | 6            | 8            | 0,28        |
| Faylara Uzaklık        | 0,20        | 1            | 7            | 0,13        | 7            | 8            | 9            | 0,18        |
| Heyelanlara Uzaklık    | 0,20        | 0,14         | 1            | 0,11        | 3            | 8            | 9            | 0,11        |
| YASS                   | 1           | 8            | 9            | 1           | 7            | 7            | 5            | 0,33        |
| Eğim                   | 0,14        | 0,14         | 0,33         | 0,14        | 1            | 2            | 3            | 0,4         |
| Bakı                   | 0,17        | 0,13         | 0,13         | 0,14        | 0,50         | 1            | 2            | 0,3         |
| Su Kütlelerine Uzaklık | 0,13        | 0,11         | 0,11         | 0,20        | 0,33         | 0,50         | 1            | 0,3         |
| <b>Toplam</b>          | <b>2,83</b> | <b>14,52</b> | <b>22,57</b> | <b>2,72</b> | <b>25,83</b> | <b>32,50</b> | <b>37,00</b> | <b>1,00</b> |

CI (tutarlılık indeksi) = 0,06 ve CR (tutarlılık oranı) = 0,046 < 0,1 olarak hesaplanmıştır.

Jeolojik yapı ve YASS ölçütlerinin birbirlerine göre eşit ağırlık değerlerine sahip olduğu kabul edilen matriste, faylara uzaklık bu iki ölçüte oranla daha düşük ağırlık değerine sahipken; en az öneme sahip ölçütler eğim ve bakı olarak kabul edilmiştir. İkili karşılaştırmalar matrisinden elde edilen değerlerin normalizasyonu sonucunda elde edilen ölçütlerin ağırlıklandırılmasına (W) göre en yüksek öneme sahip ölçütler sırasıyla YASS

(%33), jeolojik yapı (%28) ve faylara uzaklık (%18) olarak hesaplanmıştır (Çizelge 4).

Jeolojik ölçütlerin karşılaştırılmasının ardından, alt kademe ölçütler için de aynı işlemler tekrarlanmıştır. Değişik yaş ve litolojideki birimlerin gözlemlendiği çalışma alanı için hazırlanan jeolojik ölçütlerin ikili karşılaştırılmasında; birimler sahip oldukları zemin özellikleri ve dönemlerine göre 4 alt

grupta ele alınmıştır (Çizelge 5). Orta – zayıf zemin özelliğinden dolayı Kuvaterner döneme en düşük değer aralığı verilirken, sağlam yapıdaki Paleozoik birimlere ‘yüksek’ değer ağırlıkları verilmiştir. Faylara uzaklık ölçütü için hazırlanan ikili karşılaştırmalar matrisinde en yüksek ağırlık değeri 200 metreden uzak mesafelere verilirken, en düşük ağırlık değeri asgari koşulları sağlayan 0 - 70 metre bandına verilmiştir. Kentleşme açısından önemli eşiklerden biri olan heyelan bölgelerine uzaklık ölçütünde, 2000 metreden uzak alanlara en yüksek ağırlık değeri atanmıştır. Yeraltı statik su seviyesi değerlerinin 0 – 5, 5 – 10, 10 – 20 ve >20 metre olmak üzere dört farklı aralıkta değerlendirildiği matriste, derinlik azaldıkça ağırlık değerleri azalmaktadır.

Adapazarı için çalışma kapsamında hazırlanan eğim analizleri ile geçmiş dönemlere ait raporlar incelendiğinde eğim ölçütleri beş sınıfta ele alınmıştır. Yağış, güneş ışığı alma ve nem gibi meteorolojik etkenler sebebiyle hâkim bakıya sahip yamaçlar, daha yoğun bitki örtüsüne sahiptir (Akıncı vd., 2015). Bu nedenle güneydoğu, güney, güneybatı ve batı cephelerine yüksek ağırlık değerleri atanırken; kuzey, kuzeydoğu, doğu ve kuzeybatı cephelerine daha düşük ağırlık değerleri atanmıştır. Son olarak su kütlelerine uzaklık ölçütü beş alt sınıfa ayrılmış, en büyük ağırlık değeri 1000 metreden uzak bölgelere verilmiştir (Çizelge 5).

Çalışma alanına ait litostratigrafi haritasının, aynı jeolojik zaman ve benzer zemin özellikleri gösteren formasyonlara göre gruplandırılması sonucu elde edilen jeolojik yapı analizine (Şekil 9a) göre; çalışma alanının %50’si Kuvaterner (merkez ve çevresi, Adapazarı Ovası), %25’i Tersiyer (Samanlı Dağları ile Sapanca Gölünün kuzeyi, çalışma alanının kuzeybatı sınırları), %22’si Mezozoyik (Söğütlü çevresi ile çalışma alanının güneyinde Samanlı Dağları yükselimi) ve %3’ü ise Paleozoyik (çalışma alanı sınırlarının kuzeydoğusu) dönem ve devirlerden meydana

gelmektedir. ArcGIS Pro, mekânsal analiz araçlarından Öklid mesafesi ile hesaplanan ve alt ölçütlerine göre yeniden sınıflandırılan faylara uzaklık analizi (Şekil 9b) incelendiğinde; doğu-batı doğrultusunda uzanan Kuzey Anadolu Fay Zonu çevresindeki sakinim bantlarının, özellikle Erenler ve Arifiye arasındaki bölgede yoğunlaştığı görülmektedir.

ArcGIS Pro, mekânsal analiz araçlarından Öklid mesafesi ile hesaplanan ve alt ölçütlerine göre yeniden sınıflandırılan heyelanlara uzaklık analizi (Şekil 9c) incelendiğinde; heyelan bölgeleri ile çevresinde belirlenen koruma kuşaklarının, Sapanca Gölü’nün kuzeyi ile Samanlı Dağ yükseliminin kuzey yamaçlarında yoğunlaştığı görülmektedir. Yine mekânsal analiz araçlarından “ara değerleri bulma (*interpolation*)” yöntemiyle, statik su seviye değerleri bilinen noktaların, orantılı alanlara dayalı olarak bir yüzey verisi oluşturulması sonucunda elde edilen YASS analizine (Şekil 9d) göre; çalışma alanının yaklaşık %70’inde yeraltı su seviyesi 0 – 5 metre aralığındadır. Çalışma alanının güneyinde yer alan Samanlı Dağları uzanımına doğru geldikçe, YAS seviyesinin kademeli olarak 10 ve 20 metreye kadar düştüğü görülmektedir (Şekil 9).

12,5\*12,5 metre hücre boyutuna sahip Sayısal Yükseklik Modeli (*Digital Elevation Model*) verisinden elde edilen eğim analizinin, alt ölçütlere göre yeniden sınıflandırılması sonucunda elde edilen sonuç haritasına (Şekil 10a) göre; %50’sinden fazlası 0° – 5° arasında eğim değerlerine sahip çalışma alanında, kuzey ve kuzeybatıya doğru eğim derecelerinin arttığı, güneyde Samanlı Dağları’nda ise 45° ve üzeri eğim değerlerinin olduğu tespit edilmiştir. DEM verisinden aynı yöntemle elde edilen bakı alt ölçütlerinin analizi sonucunda (Şekil 10b) ise kent merkezinin de yer aldığı Adapazarı Ovası’nda hâkim bir yamaç yönünden bahsedilemezken, kent merkezinin kuzeyindeki eğimli yamaçlarda güney ve batı; Sapanca Gölü’nün kuzeyinde güney, güneydoğu

ve kuzey; çalışma alanının güneyinde ise kuzey ve batı yönde yönelim olduğu görülmektedir. Son olarak en az önem değerine sahip olarak kabul edilen, literatür araştırmaları ile yasal mevzuat göz önüne alınarak beş alt kademeye ayrılarak ağırlıklandırılan ve ArcGIS Pro, mekânsal analiz araçlarından Öklid mesafesi kullanılarak yapılan hesaplama işleminin ardından alt ölçütlerine göre yeniden sınıflandırılan su kütlelerine uzaklık (Şekil 10c, Şekil 10d) analizi incelendiğinde; yaklaşık %50'si Adapazarı Ovası'ndan meydana gelen çalışma alanındaki drenaj sisteminin yoğunluğu, özellikle kuzey - kuzeybatı ve güneyde daha da iç içe geçmiş bir sistem halini aldığı görülmektedir. Ayrıca Sapanca Gölü'nün doğusu ile Sakarya Nehri'nin çalışma alanı içerisindeki güney bölümünde bataklık özellik gösteren alanların varlığı dikkat çekmektedir.

Önem derecelerine göre sırasıyla; YAS seviyesi (%33), jeolojik yapı (%28), faylara uzaklık (%18), heyelanlara uzaklık (%11), eğim (%4), bakı (%3) ve su kütlelerine uzaklık (%3) ölçütlerinin ArcGIS Pro, mekânsal analiz araçlarından “üst üste çakıştırma (*overlay*)” komutu içerisinde yer alan “ağırlıklı çakıştırma (*weighted overlay*)” işlemi uygulanarak sentez haritası elde edilmiştir (Şekil 11). Yapılan sayısallaştırma ve analiz çalışmaları sonucunda elde edilen mekânsal ağırlıkların çakıştırılması esnasında, çalışma alanının kuzey batısına ait YAS seviyesi değerlerine ait veri eksikliği sebebiyle herhangi bir ağırlık değerinin atanmadığı ve mecbur sebeplerden dolayı analize dâhil edilemeyen alanlar yer almaktadır (Şekil 11).

Bütün analizlerin altlıkları, ağırlıklarına göre çakıştırıldıktan sonra elde edilen sentez haritasında önem derecesi bakımından en düşük değere sahip (Şekil 11, kırmızı) alanların fay hatları ve

çevresinde yer aldığı görülmektedir. Bu alanlar YAS seviyesi ve dolayısıyla sınılaşma, faylara uzaklık ve deprem faktörleri göz önüne alındığında yüksek tehlike arz eden; yerleşilebilirlik açısından en riskli alanlardır. Fay sakinim kuşaklarına olan uzaklığı fazla olmasına rağmen, tamamı alüvyon zemin yapısına sahip ve yer altı su seviyesinin yüzeyden 0 - 5 metre derinde olduğu düşük önem derecesine sahip (Şekil 11, krem rengi) alanlar ise; tehlikenin görece az olduğu fakat sınılaşma riski nedeniyle yerleşime uygunluk açısından yüksek tedbir ve maliyet gerektiren alanlardır.

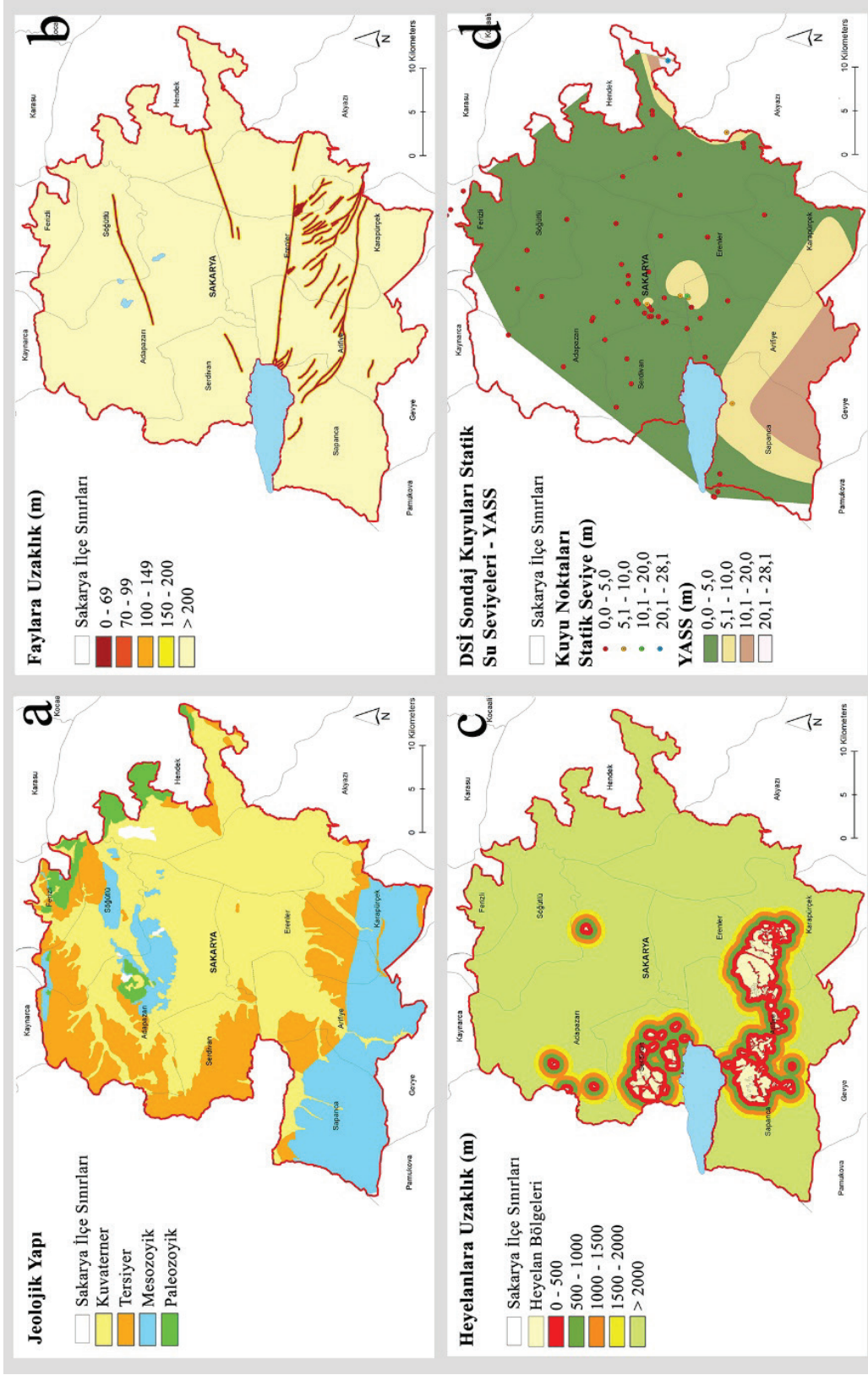
Çalışma alanının kuzey ve güney yönlerinde, yükseltinin ova tabanına göre fazla, zemin yapısının daha sağlam olduğu tespit edilen alanlar ise yüksek önem derecesine sahip alanlardır (Şekil 11, yeşil). Bu alanlar yeraltı su seviyesi yüzeye yakın olmasına rağmen, zemin bakımından sınılaşma riski barındırmayan orta sağlam yapıdaki Tersiyer dönemde litolojiye sahiptir. Bu bakımdan yerleşilebilirlik ve maliyet açısından uygunluk teşkil etmektedir. En yüksek önem derecesine sahip alanlar (Şekil 11, koyu mavi) ise faylara uzaklık, zemin yapısı ve YAS seviyesi bakımından çalışma alanı sınırları içerisindeki en güvenli alanlardır. Ancak jeolojik ve jeomorfolojik ölçütlerin ağırlıklandırılmasında eğim ölçütüne ait önem ağırlığının %4 (düşük) olması sebebiyle, çalışma kapsamında eğimin belirleyici unsur olarak kabul edilmediği göz önünde bulundurulmalıdır. Eğim değerlerinin 45 dereceden fazla olduğu, çalışma alanının güneyinde Samanlı Dağlarının güneye bakan yamaçlarında yer alan en yüksek önem derecesine sahip bu güvenli alanlar, yerleşilebilirlik ve maliyet bakımından uygunluk teşkil etmemektedir.



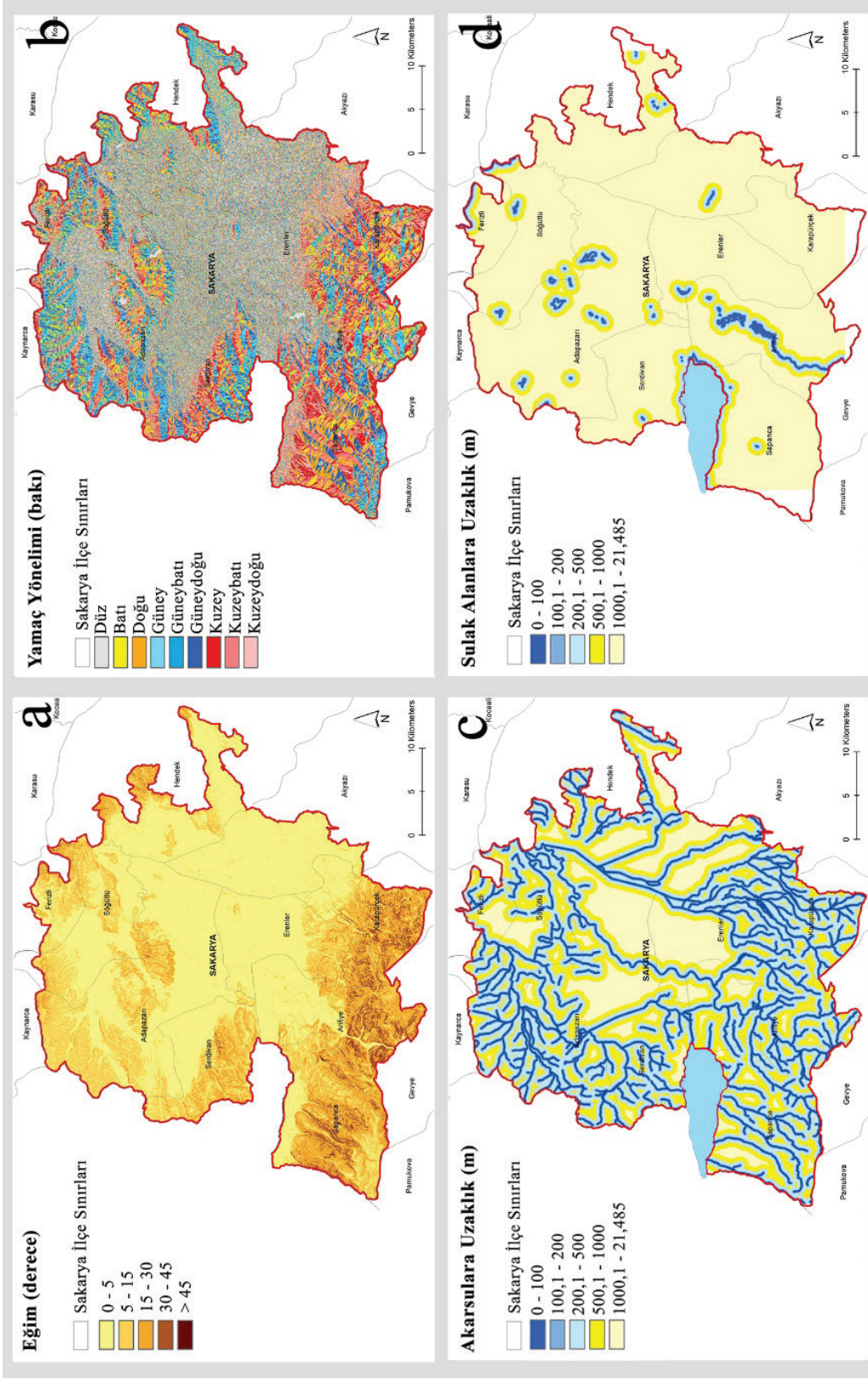
**Çizelge 5.** Ölçüt ve Alt Ölçütlerin Normalize Ağırlık Değerleri.

**Table 5.** Normalized Weight Values of Criteria and Sub-Criteria.

| Jeomorfolojik Ölçütler        | Tutarlılık Oranı (CR) | Ağırlık (W) | Alt Ölçütler                  | Ağırlık (W) | Normalize Ağırlık (W') |
|-------------------------------|-----------------------|-------------|-------------------------------|-------------|------------------------|
| <b>Jeolojik Yapı</b>          | 0,034                 | 0,28        | Kuvaterner (zayıf zemin)      | 0,054       | 0,015                  |
|                               |                       |             | Tersiyer (zayıf-orta zemin)   | 0,119       | 0,033                  |
|                               |                       |             | Mesozoyik (orta-sağlam zemin) | 0,259       | 0,073                  |
|                               |                       |             | Paleozoyik (sağlam zemin)     | 0,568       | 0,159                  |
| <b>Faylara Uzaklık</b>        | 0,05                  | 0,18        | 0 - 39                        | 0,034       | 0,006                  |
|                               |                       |             | 40 - 49                       | 0,094       | 0,017                  |
|                               |                       |             | 50 - 69                       | 0,177       | 0,032                  |
|                               |                       |             | 70 - 100                      | 0,272       | 0,049                  |
|                               |                       |             | >100                          | 0,423       | 0,076                  |
| <b>Heyelanlara Uzaklık</b>    | 0,54                  | 0,11        | 0 - 500                       | 0,035       | 0,004                  |
|                               |                       |             | 500 - 1000                    | 0,068       | 0,007                  |
|                               |                       |             | 1000 - 1500                   | 0,134       | 0,015                  |
|                               |                       |             | 1500 - 2000                   | 0,260       | 0,029                  |
|                               |                       |             | >2000                         | 0,503       | 0,055                  |
| <b>YAS seviyesi</b>           | 0,75                  | 0,33        | 0 - 5 m                       | 0,053       | 0,018                  |
|                               |                       |             | 5 - 10 m                      | 0,078       | 0,026                  |
|                               |                       |             | 10 - 20 m                     | 0,222       | 0,073                  |
|                               |                       |             | > 20 m                        | 0,646       | 0,213                  |
| <b>Eğim</b>                   | 0,023                 | 0,04        | 0 ° - 5°                      | 0,449       | 0,018                  |
|                               |                       |             | 5 ° - 15°                     | 0,278       | 0,011                  |
|                               |                       |             | 15 ° - 30°                    | 0,165       | 0,007                  |
|                               |                       |             | 30 ° - 45°                    | 0,071       | 0,003                  |
|                               |                       |             | > 45°                         | 0,036       | 0,001                  |
| <b>Bakı</b>                   | 0,087                 | 0,03        | Düz                           | 0,018       | 0,001                  |
|                               |                       |             | Kuzey                         | 0,025       | 0,001                  |
|                               |                       |             | Kuzeydoğu                     | 0,036       | 0,001                  |
|                               |                       |             | Doğu                          | 0,070       | 0,002                  |
|                               |                       |             | Güneydoğu                     | 0,119       | 0,004                  |
|                               |                       |             | Güney                         | 0,268       | 0,008                  |
|                               |                       |             | Güneybatı                     | 0,256       | 0,008                  |
|                               |                       |             | Batı                          | 0,148       | 0,004                  |
| Kuzeybatı                     | 0,058                 | 0,002       |                               |             |                        |
| <b>Su Kütlelerine Uzaklık</b> | 0,054                 | 0,03        | 0 - 100                       | 0,035       | 0,001                  |
|                               |                       |             | 100 - 200                     | 0,068       | 0,002                  |
|                               |                       |             | 200 - 500                     | 0,134       | 0,004                  |
|                               |                       |             | 500 - 1000                    | 0,260       | 0,008                  |
|                               |                       |             | >1000                         | 0,503       | 0,015                  |
|                               |                       |             |                               |             | <b>1,000</b>           |

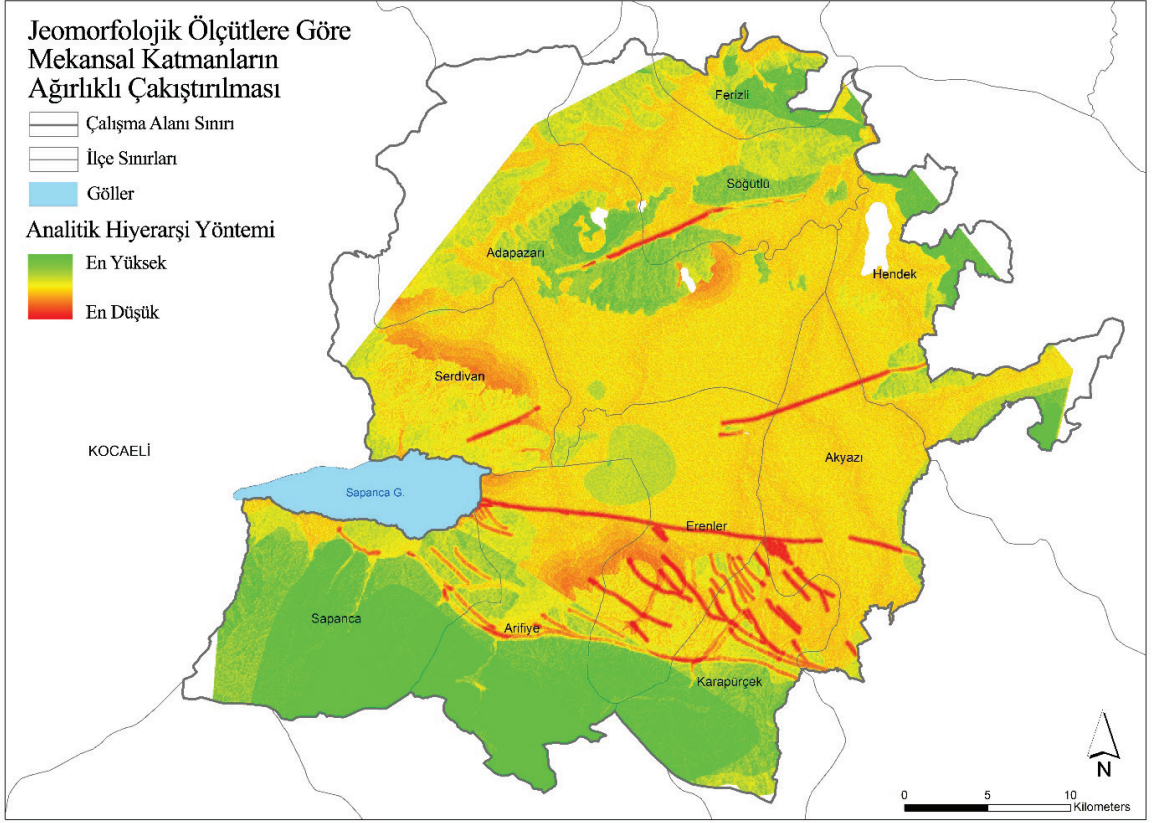


**Şekil 9. a)** Jeoloji, **b)** Faylara uzaklık, **c)** Heyelanlara uzaklık, **d)** YASS Ölçütleri Ağırlıklanmış Analiz Haritaları.  
**Figure 9. a)** *Geology*, **b)** *Distance to Faults*, **c)** *Distance to Landslides*, and **d)** *Water levels, YASS*.



**Şekil 10. a) Eğim, b) Bakı, c) Akarsulara Uzaklık, ve d) Sulak Alanlara Uzaklık Ölçütleri Ağırlıklandırılmış Analiz Haritaları.**  
**Figure 10. Weighted Analysis Maps. a) Slope, b) Aspect, c) Distance to Streams, and d) Distance to Wetlands.**





Şekil 11. Mekânsal Katmanların Ağırlıklandırılması sonucunda elde edilen sentez haritası.

Figure 11. Weighted Synthesis Map of Spatial Layers.

## SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Teknolojinin gelişmesi ile insanın doğal süreçleri ölçme, süreci tetikleyen değişimleri tespit etme ve değişkenler arasındaki ilişkileri çözümlenerek kentleşme için eşik teşkil eden ölçütleri belirleme becerisi giderek artmıştır (Coates & Vitek, 1980). Doğal eşiklerin tanımlanması ve tarihsel süreç içerisinde yaşanan olaylardan ders çıkarılarak kayıpların en aza indirilmesi, bilimin toplumsal işlevleri arasında en öncelikli görevidir (Gares et al., 1994). Russell'a göre bir yere ait eşiklerin ve doğal çevre ile insan arasındaki ilişkinin anlaşılması için kamusal politikaları ve kentsel çevreyi üreten kararları meydana getiren o yere özgü bileşenler ile doğal sistemin diğer bileşenlerini değiştirebilecek etkilerden kaynaklı sonuçların iyi anlaşılması gereklidir (Russell,

1949). Kamusal politikaların belirlenmesinde doğal ölçütlerin belirleyici olması, arazi kullanım kararlarının belirlenmesi dâhil olmak üzere kentsel gelişimin birçok alanında başarıyla kullanılmıştır. Bu bağlamda doğal çevre ve insan arasındaki dengenin kurulmasında gerekli olan eşikler ile eşikleri meydana getiren süreçler tanınmalı; dengenin bozulması durumunda yapılması gereken müdahale türleri ve miktarı en iyi şekilde tahmin edilmelidir.

Doğal çevreye ait jeolojik ve jeomorfolojik ölçütlerin, 1999 depremleri sonrasında kent formunun değişimine etkilerinin değerlendirildiği bu çalışmada; Adapazarı kent merkezinin de içinde olduğu, çalışma alanının %65'lik bölümünü kaplayan alanın düşük önem derecesine sahip, yapılaşmaya çok uygun olmayan zemin

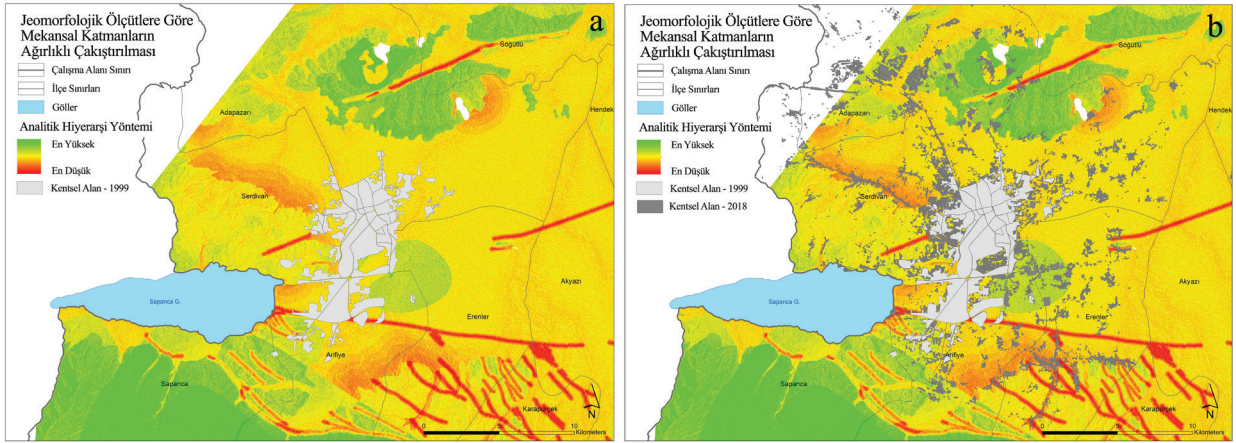
koşullarına sahip olduğu görülmektedir. YAS seviyesinin yüzeye çok yakın olduğu bölgede, depremler sebebiyle meydana gelen sıvılaşmanın, yapılaşma için uygun koşullara sahip olmadığı; 1999-2000 yıllarında MTA, ODTÜ ve TÜBİTAK gibi çeşitli kamu kurum ve kuruluşlarının durum tespit raporlarında da yer almaktadır (Koçyiğit vd., 1999).

Yüksek derecede risk teşkil eden fay hatları ve çevresinde yer alan sakinim bantlarını kapsayan, yerleşme için hiç uygun olmayan düşük önem derecesine sahip alanlar, çalışma alanının % 0,4'lük kısmını oluşturmaktadır. YAS seviyesi, faylara uzaklık ve zemin yapısı gibi yüksek önem derecesine sahip ölçütler bakımından engel teşkil etmiyor gibi görünse de eğim ( $> 450$ ) ve coğrafyanın engebeli yapısının, kentleşme için elverişli olmadığı Samanlı Dağları'nın güney yamaçları; çalışma alanının % 4,2'sini meydana getirmektedir. Yöntem kapsamında en yüksek önem derecesi ile yerleşmeye en uygun olarak değerlendirilen bu alanlar; teorik çerçevede bir eşik teşkil etmese de uygulama aşamasında kendiliğinden eşik olarak kabul edilmektedir. Gerek zemin yapısı, gerek faylara uzaklık, gerekse sıvılaşma riski bakımından en az tehlike arz eden; Adapazarı kent merkezinin kuzeyi ile Sapanca Gölü'nün güney yamaçları olmak üzere çalışma alanının % 30'unu meydana getiren yüksek önem derecesine sahip alanların, yerleşme için bölgedeki en uygun koşullara sahip olduğu tespit edilmiştir.

Harita Genel Müdürlüğü'nden alınan çalışma alanına ait hava fotoğraflarının ArcGIS programında birleştirilmesiyle elde edilen kentsel doku (1999) ve sentez haritasının üst üste getirilmesi sonucunda (Şekil 12a); kentsel dokunun tamamının düşük önem derecesine sahip, jeolojik ve jeomorfolojik ölçütler göz önüne alındığında yerleşme için çok uygun olmayan alanlarda konumlandığı görülmektedir. 2018 yılına gelindiğinde ise Adapazarı mevcut kent merkezine ve kuzeydeki yeni gelişme alanlarının da eklenmesi sonucunda kentsel alanın sızramalar

yaparak yayıldığı görülmektedir (Şekil 12b). Sapanca Gölü'nün kuzeydoğusunda yer alan Serdivan ile mevcut kent merkezinin doğusuna doğru yayılan mevcut kent merkezinin aksine, 1999 depremleri sonrasında inşa edilen yeni gelişme alanlarının (kuzey); YAS seviyesi, faylara uzaklık ve zemin yapısı ölçütleri başta olmak üzere jeolojik ve jeomorfolojik parametreler göz önüne alındığında, yerleşmeye en uygun alan olarak tespit edilen yüksek önem derecesine sahip alanlarda konumlandığı görülmektedir (Şekil 12b).

Bu çalışma sonucunda kentleşme ve doğal çevre arasındaki dengenin belirlenerek, eşiklerin ortaya koyulması; önceliklerin analiz edilerek, karar verme süreçlerinin bir dizi alternatif arasından en iyisini seçmeyi sağlaması sebebiyle Analitik Hiyerarşi Süreci (AHP) yönteminin; jeolojik – jeomorfolojik yapının, kent formu ile olan ilişkisi değerlendirirken objektif bir bilimsel çerçeve tanımladığı görülmektedir. Doğal çevreye ait ölçütlerin insan ve yaşadığı yer arasındaki sınırların belirlenmesinde önemli bir yeri olduğu; doğal yapıda meydana gelebilecek deprem gibi beklenmedik olayların, bilimsel temelli bir yaklaşımla en az hasar alacak şekilde atlatılabileceği; gelişen teknolojinin sağladığı imkânlar ve coğrafi bilgi sistemleri ile analiz, sentez ve plan kararlarının çok daha hızlı alınabileceği ile bunlar sonucunda afetlere yönelik risklerin azaltılabileceği gibi afetler sonrası hızlı ve yerinde müdahale kararlarının da alınabileceği sonucuna ulaşılmıştır. Kullanım kararlarının doğru alınması, kentsel doku ve yapılaşma koşullarının doğal yapı ile en uyumlu biçimde tasarlanması, kentsel mekânın planlanmasında en önemli unsurlar olarak karşımıza çıkmaktadır. Bu çalışmanın objektif ve uygulanabilir bir yöntem ortaya koyarak, anlamlı bir kuramsal çerçeve tanımlaması; kentsel planlama literatüründe, jeolojik ve jeomorfolojik eşiklerin ele alınması açısından önemlidir.



**Şekil 12.** Ağırlıklandırılmış Ölçütlerin Sentezi ve **a)** 1999, **b)** 2018 yıllarına ait Yapılı Çevrenin ilişkisi.  
**Figure 12.** Synthesis of Weighted Criteria and its relation to Built Environment: **a)** 1999 and **b)** 2018.

### EXTENDED SUMMARY

Turkey is a country where many disasters have been experienced due to earthquakes in the North Anatolian Fault Zone, one of the most active active faults in the world. It has become necessity to use scientific research and analysis methods in the selection of urban areas in order to prevent the pecuniary loss and intangible damage experienced in the past.

This study argues that planning and site selection policies can be based on an objective analysis method with an interdisciplinary approach, by making use of the Analytical Hierarchy Process to understand the relation between the geological and geomorphological structure and the Adapazari urban settlement after the 1999 earthquakes.

This article is based on the synthesis of 7 different criteria weighting by using the AHP method in order to analyze the relationship between the geological and geomorphological structure and urban development in planning, and to create an earthquake-priority base for land suitability. The analysis of the data belonging to the Adapazari sample study area was synthesized by the AHP method using Geographical Information

Systems (GIS).

As a result of the general analysis and synthesis, it has been determined that the groundwater level is very close to the surface in most of the study area, including the city center of Adapazari, and the risk of possible earthquakes and liquefaction is high due to the North Anatolian Fault Zone. The area does not have suitable conditions for new developments and also is at risk for existing buildings. The north side of the city center and the southern slopes of Sapanca Lake have the most suitable conditions for settlement. It has been determined that the area that poses the least danger in terms of ground structure, distance to faults and liquefaction risk, constitutes 30% of the study area.

According to the research presented, the synthesis map obtained by weighting the geological and geomorphological criteria with the AHP method is important because it determines which criterion is considered primarily in terms of urban suitability.

The study also defines a scientific framework by analyzing the natural thresholds in a site-specific manner, and it helps to choose the best alternative during the spatial decision processes.




*The most important of the difficulties encountered during the study was accessing databases for the geological, geomorphological and urban structure. Despite the open, continuous and reliable data provision service of international databases, the historical continuity of national data has led to a prolongation of the analysis and synthesis processes. Therefore, there is a need for more systematic and continuous archiving of geological and urban data in order to develop spatial policies and solutions faster in the face of emergencies and disasters.*

## TEŞEKKÜR

Bu çalışma, Mersin Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi (MEU, BAP, Proje Numarası: 2019-3-TP3-3813) tarafından desteklenmiştir.

## ORCID

Seda Sakar  <https://orcid.org/0000-0003-4136-8314>

Hidayet Taga  <https://orcid.org/0000-0002-7606-8517>

Fikret Zorlu  <http://orcid.org/0000-0002-9243-1398>

## KAYNAKLAR / REFERENCES

- Akıncı, H., Yavuz Özalp, A. & Temuçin Kılıçer, S. (2015). Coğrafi Bilgi Sistemleri ve AHP Yöntemi Kullanılarak Planlı Alanlarda Heyelan Duyarlılığının Değerlendirilmesi: Artvin Örneği. *Artvin Çoruh Üniversitesi Doğal Afetler Uygulama ve Araştırma Merkezi Doğal Afetler ve Çevre Dergisi*, 1(2), 40–53.
- Akyol, M. (2007). *Sakarya'da 17 Ağustos Depremi Sonrası Kurulan Yeni Yerleşim Alanları* [Yayınlanmış Yüksek Lisans Tezi]. Sakarya Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü.
- Almusaed, A. & Almssad, A. (2019). City Phenomenon between Urban Structure and Composition. In A. Almusaed, A. Almssad, & L. Truong-Hong, (Eds.), *Sustainability in Urban Planning and Design* (pp. 1-29). IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/intechopen.90443>

- Coates, D. R. & Vitek, J. D. (Eds.). (1980). *Thresholds in Geomorphology* (1st ed.). George Allen & Unwin Ltd.
- Çökelek, R. (2003). *Türkiye'de Sermaye Birikimi Sürecinde Kentsel Gelişme Dinamikleri Açısından Adapazarı* [Yüksek Lisans Tezi]. Marmara Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, İktisat Anabilim Dalı.
- Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M. ve Ünay, E. (1998). Doğu Marmara Bölgesinin Neojen-Kuvaternerdeki Evrimi. *MTA Dergisi*, 120, 233–258.
- Emshoff, J. R. & Saaty, T. L. (1982). Applications of the Analytic Hierarchy Process to Long Range Planning Processes. *European Journal of Operational Research*, 10, 131–143.
- Erkal, T. ve Taş, B. (2013). *Jeomorfoloji ve İnsan*. Yeditepe.
- Gares, P. A., Sherman, D. J., & Nordstrom, K. F. (1994). Geomorphology and Natural Hazards. *Geomorphology*, 10(1-4), 1-18. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(94\)90004-3](https://doi.org/10.1016/0169-555X(94)90004-3)
- Hoşgören, M. Y. (2017). *Jeomorfoloji Terimleri Sözlüğü*. Çantay Kitabevi.
- Huggett, R. J. (2017). *Fundamentals of Geomorphology* (Fourth ed.). Routledge. <https://doi.org/10.5860/choice.49-2681>
- Koçyiğit, A., Göncüoğlu, C., Toprak, V., Bozkurt, E., Dırık, K., Rojey, B., Yılmaz, Ö., Teksöz, B., Cihan, M., Özacar, A., Emre, Ö., Ateş, Ş., Duman, T. Y., Keçer, M., Erkal, T., Doğan, A., Durmaz, S., Osmançelebioğlu, R., Karakaya, F., & Özalp, E. (1999). *17 Ağustos 1999 Gölcük-Arifiye (Kuzeydoğu Marmara) Depremleri Sonrası Sakarya İli ve Ona Bağlı Yerleşkeler için Yeni Yerleşim Alanları Araştırma Raporu*.
- Kropf, K. (1996). Urban Tissue and the Character of Towns. *Urban Design International*, 1(3), 247–263. <https://doi.org/10.1057/udi.1996.32>
- Özmen, B. (2000a). 12 Kasım 1999 Düzce Depreminin Konut ve İşyeri Hasarları (Rakamsal Verilerle). In B. Özmen & G. Bağcı (Eds.), *12 Kasım 1999 Düzce Depremi Raporu*.
- Özmen, B. (2000b). *17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Depreminin Hasar Durumu (Rakamsal Verilerle)* (TDV/DR 010-53).

- Russell, R. J. (1949). Geographical geomorphology. *Annals of the Association of American Geographers*, 39(1), 1-11. <https://doi.org/10.1080/00045604909351992>
- Saaty, T.L. (1988). What is the Analytic Hierarchy Process?. In G. Mitra, H. J. Greenberg, F. A. Lootsma, M. J. Rijkaert, H. J. Zimmermann (Eds), *Mathematical Models for Decision Support* (pp. 109-121). NATO ASI Series, vol 48. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Saaty, T. (1995). Transport Planning with Multiple Criteria: The Analytic Hierarchy Process Applications and Progress Review. *Journal of Advanced Transportation*, 29(I), 81–126.
- Saaty, T. (2005). Analytic Hierarchy Process. In P. Armitage & T. Colton (Eds.), *Encyclopedia of Biostatistics Vol 1* (pp. 165–171). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/0470011815.b2a4a002>
- Saaty, T., & Vargas, L. G. (2012). *Models, Methods, Concepts & Applications of the Analytic Hierarchy Process* (Second Edi). Springer.
- Sakarya İli, Birinci Etap Alanların Arazi Kullanımına Esas Jeolojik Etüdü Raporu. (2012).
- Topel, A. (2006). *Analitik Hiyerarşi Prosesinin Bulanık Mantık Ortamındaki Uygulamaları-Bulanık Analitik Hiyerarşi Prosesi* [Yüksek Lisans Tezi]. İstanbul Üniversitesi.
- TUİK, (2023, 05 Nisan). *Adrese Dayalı Nüfus Kayıt Sistemi Sonuçları 2022*. <https://data.tuik.gov.tr/Bulten/Index?p=Adrese-Dayali-Nufus-Kayit-Sistemi-Sonuc-lari-2022-49685#:~:text=T%C3%9C%C4%B0K%20Kurumsal&text=T%C3%BCrkiye'de%20ikamet%20eden%20n%C3%BCfus,575%20bin%20441%20ki%C5%9Fi%20oldu>.



## TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

### AMAÇ ve KAPSAM

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

### YAZILARIN HAZIRLANMASI

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

### MAKALE SUNUM SÜRECİ ve ETİK BİLDİRİMİ

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



## YAZIM KURALLARI

### Yazılar aşağıda verilen düzen çerçevesinde hazırlanmalıdır:

- (a) Başlık (Türkçe ve İngilizce)
- (b) Yazar Adları (koyu ve baş harfleri büyük harfle) ve adresleri (italik ve küçük harfle) ile başvurulacak yazarın e-posta adresi
- (c) Öz (Türkçe ve İngilizce)
- (d) Anahtar Kelimeler (Türkçe ve İngilizce)
- (e) Giriş (amaç, kapsam ve yöntem)
- (f) Ana metin (kullanılan yöntemler, çalışılan malzemeler, tanımlamalar, analizler vd)
- (g) Tartışma ve Sonuçlar veya Tartışma Önerileri
- (h) Extended Summary / Genişletilmiş Özet
- (i) Katkı Belirtme
- (j) Kaynaklar
- (k) Çizelgeler
- (l) Şekiller Dizini
- (m) Şekiller
- (n) Levhalar (var ise)

Metinde kullanılan değişik türde başlıklar farklı şekillerde ve tüm başlıklar sayfanın sol kenarında verilmelidir. Ana başlıklar büyük harflerle ve koyu yazılmalıdır. İkinci derece başlıklar alt başlık olarak değerlendirilmeli ve birinci ve ikinci derece alt başlıklar küçük harfle (birinci derece alt başlıklarda her kelimenin ilk harfi büyük) ve koyu, üçüncü derece alt başlıklar ise italik olmalıdır. Başlıkların önüne numara veya harf konulmamalıdır. Yazılar (öz, metin, katkı belirtme, kaynaklar, ekler ve şekiller dizini) A4 (29.7 cmX21 cm) boyutundaki sayfaların bir yüzüne, kenarlardan en az 2,5 cm boşluk bırakılarak, 1,5 cm aralıkla ve 12 puntoyla (Times New Roman) yazılmalı, ayrıca tüm sayfalara numara verilmelidir.

### **Başlıklar şu şekilde olmalıdır:**

**ÖZ**

**ABSTRACT**

**GİRİŞ**

**ANA BAŞLIK**

**Birinci Derece Alt Başlık**

**İkinci derece alt başlık**

***Üçüncü derece alt başlık***

**SONUÇLAR VE TARTIŞMA**

**EXTENDED SUMMARY**

**KATKI BELİRTME**

**ORCID**

**KAYNAKLAR / REFERENCES**

### **Kapak Sayfası**

Yazıdan ayrı olarak sunulacak kapak sayfasında aşağıdaki bilgiler yer almalıdır:

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

## **Başlık ve Yazarlar**

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

### **Yazarlara ilişkin bilgi ise aşağıdaki örneklere uygun olarak verilmelidir.**

Ahmet Ahmetoğlu

Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği  
Bölümü, Tandoğan 06100 Ankara  
e-posta: a\_ahmetoğlu@ankara.edu.tr  
ORCID Numarası: 0000-0001-1458-0820

A. Hüsnü Hüsnüoğlu

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

## **ÖZ**

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

## **Anahtar Kelimeler**

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

## **EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET**

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

## **KATKI BELİRTME**

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

## **DEĞİNİLECEK BELGELER**

### **Metin İçinde Atıfların Yazılması**

#### **A. Yayında tek yazar varsa**

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:

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

Metin içinde yazılması gerekiyorsa:

Yazar1 (Tarih) **Ör:** Sönmez (1996)

**B. Yayında 2 yazar varsa**

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:

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

Metin içinde yazılması gerekiyorsa:

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

**C. Yayında 2'den fazla yazar varsa**

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:

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

Metin içinde yazılması gerekiyorsa:

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

**D. Arka arkaya birden fazla atıfta bulunulacaksa**

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:

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

Metin içinde yazılması gerekiyorsa:

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

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

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

Kaynakçada:

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

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

Metin içindeki atıflarda:

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

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

**Kaynaklar Bölümü**

**Aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır**

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

**A. Sürelî yayınlar:**

**A.1. Sürelî yayınların gösterilmesi:**

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

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



## A.2. Özel durumlar:

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

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

### *A.2.2. Eğer makalenin makale numarası varsa:*

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

## **B. Bildiriler:**

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

Şanlıyüksel Yücel, D., İleri, B. (2019). Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. H. Sözbilir, Ç. Özkaymak, B. Uzel, Ö. Sümer, M. Softa, Ç. Tepe, S. Eski (Ed.ler), 72. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri ve Tam Metin Bildiriler Kitabı*, (s.63-64). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları. [https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/174e0f6fa731893\\_ek.pdf](https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/174e0f6fa731893_ek.pdf)

## **C. Kitaplar:**

### C.1. Kitapların gösterilmesi:

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

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

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

### C.2. Çeviri Kitapların Gösterilmesi:

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

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

## **D. Kitapta Bölüm ise:**

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

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

## **E. Raporlar ve Tezler:**

### E.1. Raporlar:

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

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

### E.2. Tezler:

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

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

#### **F. Kişisel Görüşme:**

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

#### **G. İnternette İndirilen Bilgiler:**

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

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

#### **H. Kaynak olarak kullanılan haritalar:**

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

### **Türkçe kaynaklar doğrudan Türkçe olarak verilmeli ve Türkçe karakterlerle yazılmalıdır.**

#### **Eşitlikler ve Formüller**

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

Eşitliklerde kullanılan alt ve üst indisler belirgin şekilde ve daha küçük karakterle yazılmalıdır. Çarpım işlemini göstermek için herhangi bir işaret kullanılmamalı, ancak gerekli durumlarda "\*" işareti tercih edilmelidir (örneğin;  $y=5*10-3$ ). Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine "/" işareti kullanılmalıdır. Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla  $Ca^{++}$  ve  $CO_3^{--}$  yerine  $Ca(2+)$  ve  $CO_3(2-)$  tercih edilmelidir. Metinde eşitliklere "eşitlik (1)" şeklinde atıfta bulunulmalıdır. Gerekliyse, bilgisayar programı listeleri de net ve okunur şekilde ekte verilmelidir.

#### **Çizelgeler**

Çizelgeler, başlıklarıyla birlikte, Dergi'nin sayfalarındaki baskı alanını (15,8 x 22,5) aşmayacak şekilde hazırlanmalı ve birbirini izleyen sıra numaralarıyla verilmelidir. Çizelgelerin üst kısımlarında hem Türkçe, hem de İngilizce başlıkları bulunmalıdır (Çizelge başlıkları ayrı bir sayfada liste halinde verilmemelidir.). Makalenin Türkçe yazılması halinde İngilizce başlık italik harflerle Türkçe başlığın altında yer almalı, İngilizce makalelerde ise, italik yazılmış Türkçe başlık İngilizce başlıktan sonra verilmelidir. Çizelgeler, "Çizelge 1" vb. şeklinde sunulmalıdır. Metinde çizelgelere Çizelge 1 veya Çizelge 1 ve 2 (eğer birden fazla sayıda çizelgeye atıfta bulunulacaksa) şeklinde değinilmelidir. Çizelgeler, metinde kullanılan karakterlerden daha küçük (10 veya 11 punto) karakterle yazılmalı ve Dergi'nin tek (7,3 cm-Genişlik) veya çift (15,8 cm-Genişlik) kolonuna sığacak şekilde düzenlenmelidir. Çizelgelerde düşey çizgiler kullanılmamalı, yatay çizgiler ise sadece çizelgenin alt ve üstünde, ayrıca çizelgedeki başlıklar ile bunların altında listelenen rakamları ayırmak için kullanılmalıdır (Bunun için Dergi'nin önceki sayılarına bakılması önerilir). Çizelgelerde makalenin diğer kısımlarında verilen bilgi veya sonuçların (örneğin grafikler vb.) tekrar verilmemesine özen gösterilmelidir. Her çizelge ayrı sayfalara bastırılarak metnin sonunda (Kaynaklar dizininden sonra) sunulmalıdır. Çizelgelerdeki kısaltma ve simgeler daha küçük karakterlerle çizelgenin altında verilmelidir (örneğin: c:tek eksenli sıkışma dayanımı vd.).

#### **Şekiller**

Çizim, grafik ve fotoğraf gibi tüm şekiller yüksek kalitede basılmış olarak "Şekil" başlığı altında ve metin içinde anıldıkları sırayla numaralandırılarak verilmelidir. Şekil numaraları sayfanın sağ üst köşesine yazılmalı, ayrıca şekiller küçültülüp büyütülebilecek halde sunulmalıdır. Şekil açıklamaları; şekillerin altına yazılmamalı ve ayrı bir sayfaya yazılarak "Şekiller Dizini" başlığıyla verilmeli, ayrıca "Şekil 1" olarak başlamalıdır. Çizelgeler için yukarıda belirtilen yazım kurallarına benzer şekilde, şekil başlıkları hem Türkçe hem de İngilizce hazırlanmalıdır. Ayrı sayfalara bastırılmış olan şekiller, çizelgelerden sonra sunulmalıdır. Şekiller için en büyük

boyut, şekil başlığını da içerecek biçimde 15,8 cm (genişlik) x 22,5 cm (uzunluk) olmalıdır. Tüm şekillerin Dergi'nin tek veya çift kolonuna sığacak boyutlarda hazırlanması ve mümkünse daha çok tek kolona göre tasarlanması önerilir. Özellikle haritalar, arazi ile ilgili çizimler ve fotoğraflar, sayısal ölçek (1:25000 vb.) yerine, metrik sisteme uygun çubuk ölçekle verilmelidir. Tüm haritalarda kuzey yönü gösterilmelidir. Bölgesel haritalarda, uygun olduğu takdirde, ulusal grid veya enlem/boylam değerleri verilmelidir. Harita açıklamaları, şekil başlığıyla birlikte değil, şeklin üzerinde yer almalıdır. Fotoğraflar, çizimler veya bunların birlikteliğinden oluşan şekiller (a), (b) vb. gibi gruplar halinde verilebilir. Bu tür sunumlarda (örneğin; Şekil 5a ve 5b) a,b,c vb. gibi tek bir şekle ait çizimler veya fotoğraflar, ayrı sayfalarda basılması yerine, gruplandırılarak aynı sayfada sunulmalıdır. Şekillerde açık gölge ve tonlarından kaçınılmalı, özellikle bilgisayar programlarından elde edilen grafiklerde bu hususa dikkat edilmelidir. Gölgeleme belirgin, fotoğraflar siyah-beyaz ve iyi bir kontrasta sahip olmalıdır. Tüm şekiller, Şekil 1 veya Şekil 1 ve 2 (birden fazla şekle değiniliyorsa) gibi ve metinde anıldıkları sırayla numaralandırılmalıdır. Bir dizi fosil fotoğraflarını içeren şekiller levha olarak değerlendirilmelidir. Levha sayısı mümkün olduğunca az tutulmalıdır. Levhalara ilişkin açıklamalar, hem Türkçe hem de İngilizce olarak aynı sayfada verilmelidir.

### **MAKALELERİN EDITÖRLÜĞE GÖNDERİLMESİ**

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

### **TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ EDITÖRÜ**

Prof. Dr. Erdiñ YİĞİTBAŞ

Tel: 286 2180018-20088

e-posta: [eyigitbas@comu.edu.tr](mailto:eyigitbas@comu.edu.tr)

### **YAYIMA KABUL EDİLEN MAKALELERİN SUNUMU**

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

### **PROVA BASKILAR**

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

### **TELİF HAKLARI**

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

### **ETİK İLKELER VE YAYIN POLİTİKASI**

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



### **Dergi Politikası:**

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

### **Değerlendirme İşlemi:**

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

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

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

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

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

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



## GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY

### AIM and SCOPE

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

### PREPARATION OF MANUSCRIPTS

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

### SUBMISSION PROCESS and ETHICAL STATEMENT

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



## INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

### Manuscripts should generally be structured as follows:

- (a) Title (English and Turkish)
- (b) Names of authors (bold and in capital), their affiliations (italic and lower-case) and the name and e-mail address of the corresponding author.
- (c) Abstract (English and Turkish)
- (d) Key words (English and Turkish)
- (e) Introduction (aim, content and methodology)
- (f) Main text (methods, material studied, descriptions, analyses etc.)
- (g) Results and Discussion or Conclusions and Recommendations
- (h) Extended Summary / Genişletilmiş Özet
- (i) Acknowledgements (if necessary)
- (j) References
- (k) Tables
- (l) List of figure captions
- (m) Figures
- (n) Plates (if any)

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

### Examples for headings:

**ABSTRACT**

**INTRODUCTION**

**PRIMARY HEADING**

**Primary Sub-Heading**

**Secondary sub-heading**

*Tertiary sub-heading*

**CONCLUSIONS**

**GENİŞLETİLMİŞ ÖZET / EXTENDED SUMMARY**

**ANCKNOWLEDGEMENTS**

**ORCID**

**REFERENCES**

### **Cover Page**

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

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

### **Title and Authors**

The title of the paper should unambiguously reflect its content. If the paper is written in Turkish, the Turkish title (in bold-face type and first letter of the words capital) should be followed by the English title (italic and

first letter of the words capital). If the paper is in English, the English title should appear before the Turkish title in the style mentioned above. Authors should provide their Orcid ID which can be obtained from orcid.org website.

**The information related with authors should be given as follow:**

Ahmet Ahmetoğlu Ankara University, Engineering Faculty, Geological Engineering  
Department Tandoğan 06100 Ankara  
e-mail: a\_ahmetoğlu@ankara.edu.tr  
ORCID Number: 0000-0001-1458-0820

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

**ABSTRACT**

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

**Keywords**

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

**GENİŞLETİLMİŞ ÖZET / EXTENDED SUMMARY**

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

**ACKNOWLEDGEMENTS**

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

**CITATIONS and REFERENCES**

**Citation in the text**

***A. If the article has one author***

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

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

***B. If the article has two authors***

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

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

***C. If the article has more than two authors***

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

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

#### **D. Citing Multiple Works**

Parenthetical citations: (Merriman & Frey, 1999; Pettijohn et al., 1987; Sönmez, 1996)

Narrative citations: Merriman and Frey (1999), Pettijohn et al. (1987), Sönmez (1996)

#### **E. If more than one publication of the same authors published in the same year is cited**

In this case, letters such as a, b, c are given after the years of the articles in the References section. In the same way, these letters are used in the citations in the text.

In References:

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

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

Citations in the text:

Parenthetical citations: (Ahmetoğlu & Hüsnuoğlu, 2022a)

Narrative citations: Ahmetoğlu & Hüsnuoğlu (2022a)

### **References**

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

#### **A. Journals**

**Bundan sonrasında bir değişiklik yok araya yukarıdakileri ekleyeceğiz**

#### **A.**

##### A.1. Citing the periodicals:

Author(s), (Date). Title of paper. *Full Name of Journal*, Vol. (No), pages. DOI number (if available)

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

##### A.2. Special cases:

###### *A.2.1. If the article was taken from an open (free) access website:*

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

###### *A.2.2. If the article has an article number:*

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

#### **B. Proceedings and Abstracts:**

Author(s), (Date). Title of paper. Name of Editor(s), *Title of Symposium or Congress*, (pages). Name of Publisher. DOI number & internet address (If available).



Şanlıyüksel Yücel, D., İleri, B. (2019). Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. In H. Sözbilir, Ç. Özkaymak, B. Uzel, Ö. Sümer, M. Softa, Ç. Tepe, S. Eski (Eds.), *72<sup>nd</sup> 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](https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/174e0f6fa731893_ek.pdf)

### **C. Books:**

#### C.1. Citing of books:

Author(s), (Date). *Name of the Book*. Name of the Publisher. DOI number & internet address (if available).  
Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. (1987). *Sand and Sandstones* (2nd ed.). Springer-Verlag New York.  
<https://www.doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5>  
Ketin, İ. (2016). *Genel Jeoloji, Yerbilimlerine Giriş* (9. Baskı). İTÜ Vakfı Yayınları.

#### C.2. Citing of translated books:

Author(s), (Date). *Name of the Translated Book*. Name of the Publisher. (Original publishing date). DOI number & internet address (If available).  
Komatina, M. M. (2011). *Tıbbi Jeoloji: Jeolojik Ortamların İnsan Sağlığı Üzerindeki Etkileri* (Translator: Y. Örgün ve D. Bayrak). TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası (Original publication date: 2001).

### **D. Chapter in book:**

Author(s), (Date). Chapter Name. Name of Editors, *Name of Book* (Page numbers of the chapter). Name of Publisher.  
Merriman, R. J. & Frey, M. (1999). Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In M. Frey & D. Robinson (Eds.), *Low Grade Metamorphism*, (pp. 61-107). Blackwell Sciences Ltd.

### **E. Reports and Thesis:**

#### E.1. Reports:

Author(s), (Date). *Title of report* (If any report no). Name of the Organization or Institution, (published or unpublished).  
Kellogg, H. E. (1960). *Stratigraphic report, Derik-Mardin area Petroleum District V, Southeast Turkey* (Rapor no: 1367). TPAO (unpublished).

#### E.2. Thesis:

Author, (Date). *Title of Thesis* [published or unpublished & PhD or Msc Thesis]. Name of the Institution or University.  
Sönmez, H. (1996). *TKİ ELİ Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemlili kaya kütleli içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi* [Unpublished Msc Thesis]. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

### **F. Personal Communications:**

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

**G. Information Downloaded from the Internet**

Name of the Organization, (Date). Web address, date of access to website.

KRDAE, (2020, 02, January). Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute Regional Earthquake-Tsunami Monitoring Center, <http://www.gov.tr>.

**Turkish references can also be given directly in Turkish. For such references please use Turkish characters.**

**Mathematical Expressions**

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

Instead of square-root symbol, an indice of 0.5 should be used (e.g.  $y=5x^{0.5}$ ). For the of multiplication sign do not use any symbol, however if necessary, the symbol “\*” can be preferred (e.g.  $y=5*10-3$ ). Please use “/” for division instead of a horizontal line between numerator and denominator. In the expression of chemical reactions, ions should be given as Ca(2+) and CO<sub>3</sub>(2-) instead of Ca<sup>++</sup> and CO<sub>3</sub><sup>--</sup>. In the text, equations should be referred to as equation (1). Computer program listings, if appropriate, must be very clear in an Appendix.

**Tables**

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

**Illustrations**

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

Photographs, line drawings, or combinations may be grouped as figure parts (a), (b), etc. It is preferred that these are mounted. Letters or numerals should not be less than 1 mm after reduction. Avoid fine shading and

tones, particularly from computer graphics packages. Shading should be distinct. Photographs must be black and white and sharp, and exhibit good contrast.

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

### **SUBMISSION OF MANUSCRIPTS**

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

#### **EDITOR IN-CHIEF**

*Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ*

*Tel: 286 2180018-20088*

*e-mail: [eyigitbas@comu.edu.tr](mailto:eyigitbas@comu.edu.tr)*

### **SUBMITTING ARTICLES ADMITTED TO PUBLICATION**

In cases where authors' manuscripts are admitted to publication, authors should send revised final copies of their manuscripts to Editor through the DergiPark System. Manuscripts should be issued in \*DOCX format. All images, should be issued in Corel Draw. Besides, the resolution of the figures should not be less than 300 dpi. Both drawing (CDR) and image (JPG) files must be submitted through the DergiPark System.

### **PROOFING**

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

### **COPYRIGHT**

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

## **ETHICAL PRINCIPLES AND PUBLICATION POLICY**

The publisher and users (chief editor, editors, field editors, authors, reviewers, readers, etc.) of the Geological Bulletin of Turkey (*Geol. Bull. Turkey*) must abide by the ethical rules and responsibilities determined by the Committee of Publication Ethics (COPE).

### **Journal Policy:**

**Open Access Policy:** The *Geol. Bull. Turkey* is a peer-reviewed journal. It publishes in print and online in the electronic environment and has an open-access system. Journal issues are published three times per year in the months of January, April and August. Publication processes ensure sharing of information produced freely and objectively with the scientific method. The review process for articles applies a blind review system. All issues of the *Geol. Bull. Turkey* published since 1947 are archived as both print and electronic versions by the publishing organization, the Chamber of Geological Engineers (CGE), and as electronic versions by TUBITAK – DergiPark.



**Price Policy:** The publishing organization of the *Geol. Bull. Turkey* is the CGE. The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* do not demand any fee or subscription costs for printed and electronic versions of the journal or any publishing costs or similar from authors.

**Copyright Transfer:** The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* receive written permission from authors to obtain the copyrights of articles that will be published. The relevant authors, as writer/owner in their own name and the name of other authors, transfer copyright of the article offered to the journal to the CGE and/or *Geol. Bull. Turkey*. It is mandatory to complete the **Copyright Transfer Form** and upload it to the journal system when submitting the manuscript. The responsible author must guarantee that this manuscript has not been published in similar form in other places, that the manuscript is original and that it will not be sent for publication elsewhere. All authors of the submitted manuscript must sign and transfer all rights and all copyright for the article to the CGE and/or *Geol. Bull. Turkey*. The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* receive the right to use all or part of the relevant article in future works like lessons/lesson notes, reports and textbooks/printed books without any payment and to copy the relevant manuscript for their own use. The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* reserve all rights apart from copyright, such as patent rights, except for commercial purposes.

**Article submission:** The authors of articles submitted for assessment by *Geol. Bull. Turkey* must first be members of DergiPark. The corresponding author must submit the study (original article, review, etc.) to *Geol. Bull. Turkey* through the DergiPark system.

**Plagiarism Policy:** In addition to the corresponding author submitting the article to the journal, they must upload a similarity report using “iThenticate Plagiarism Detection Software” or “Turnitin” or equivalent plagiarism program, along with the signed **Copyright Transfer Form** and the **Ethics Report Form** to the DergiPark system. The similarity index rate for articles must be below 20%, excluding the reference list.

**Author Contribution Statement and Conflict / Conflict of Interest Statement:** Each of the authors need to have made significant scientific contributions to each article, so every author is accepted as carrying equal ethical responsibility. All authors of an article are obliged to recall or make corrections in situations involving mistakes.

The authors must clearly state all types of conflict/conflict of interest in relation to topics such as other researchers studying similar topics and potential reviewers. In situations where no conflict/conflict of interest is considered to exist, this must be clearly stated.

**Blind review:** *Geol. Bull. Turkey* applies a blind review system with the aim of ensuring objective assessment of all scientific publications. In the stage of assigning reviewers for an article, care is taken that there is no conflict/conflict of interest between reviewers and author(s). With this aim, care is taken that between reviewers and author(s) a) there are no thesis advisor/student relationships, b) no common research or publications between author(s) and reviewers in the recent past (last 2 years), c) they are not employed in the same organization, d) they have not contributed to the manuscript submitted to the journal in terms of form or content, e) author(s) and reviewer have no disputes that were referred to judiciary or ethical committees, f) there is no kinship between reviewer and author(s), g) no publicly stated prejudice of the reviewer toward the author(s), h) no commercial relationship between reviewer and author(s), etc. In case of situations missed by the journal editors, the reviewers must warn the editors of such a situation. Additionally, reviewers are requested;

- To only assess articles that are within their field of expertise,
- To perform assessments unbiased, objectively and confidentially,
- To avoid bias in assessments due to reasons such as nationality, sex, religious beliefs, political leanings, commercial concerns, etc.,
- To provide opinions and recommendations within academic etiquette, with constructive and academic language, avoiding language which will create personal polemic,
- To avoid delaying assessments in a way which lengthens the publication process without reason.

### **Evaluation Process:**

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

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

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

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

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

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

# TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2023 Cilt 66 Sayı 3  
August 2023 Volume 66 Issue 3

**Yücel Yılmaz, Ömer Feyzi Gürer, Yücel Erbay**

**Batı Anadolu Grabenlerinin Gelişim Süreci İçinde Selçuk Grabeni'nin Morfotektonik Evrimi**

*Morphotectonic Evolution of Selçuk Graben in Development Process of Western Anatolian Grabens .. 275*

**Fatih Şen**

**Geological and Geochemical Characteristics of Late Ordovician Volcanic Levels of the Gözdağ Formation in the İstanbul-Zonguldak Tectonic Unit (NW Turkey): Implications for Global Events During the Ordovician**

*İstanbul-Zonguldak Tektonik Birliği'ndeki Gözdağ Formasyonu'nun Üst Ordovisiyen Yaşlı Volkanik Seviyelerinin Jeolojik ve Jeokimyasal Özellikleri (KB Türkiye): Ordovisiyen Sırasındaki Küresel Olaylar İçin Çıkarımlar ..... 325*

**Fikret Göktaş, Serdar Mayda**

**Mordoğan Bölgesinin Neojen Jeolojisi ve Stratigrafik Korelasyonu, Karaburun Yarımadası, Batı Anadolu**

*Neogene Geology and Stratigraphic Correlation of Mordoğan Region, Karaburun Peninsula, Western Anatolia ..... 351*

**Savaş Sarıaltun, Mahmut Aydın, Mustafa Avcıoğlu**

**Geochemical and Mineralogical Analyses of Basalt Fragments from the Neolithic Settlement of Sumaki Höyük (Batman, Turkey) to Determine the Source Area**

*Sumaki Höyük (Batman, Türkiye) Neolitik Yerleşiminde Kullanılan Bazalt Parçalarının Jeokimyasal ve Mineralojik Analizlerle Kaynak Alanının Belirlenmesi ..... 381*

**Nizamettin Kazancı, Gülin Gençoğlu Korkmaz**

**Konya İlinin Doğal Varlıkları ve Jeolojik Miras Potansiyeli**

*Natural Assets and Geological Heritage Potential of Konya Province ..... 403*

**Seda Sakar, Hidayet Tağa, Fikret Zorlu**

**Jeolojik ve Jeomorfolojik Yapının 1999 Depremleri Sonrası Adapazarı Kent Dokusunun Oluşumundaki Etkisi**

*The Effect of Geological and Geomorphological Structure on the Formation of Adapazarı Urban Fabric after the 1999 Earthquakes ..... 421*

## Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

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

## Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

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

### Yazışma Adresi

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

### Corresponding Address

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