

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2024 Cilt 67 Sayı 1

ISSN 1016-9164

January 2024 Volume 67 Issue 1



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

Yazışma Adresi

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

Yayın Türü

Yayının şekli / Frequency

Yayın Sahibi

Sorumlu Yazı İşleri Müdürü

Yayının İdari Adresi

Baskı (Printed by)

Baskı Tarihi

Baskı Adedi

: Yayın Süreli Yayın

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

: TMMOB JMO Adına Hüseyin ALAN

: Hüseyin ALAN

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

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

: Ocak 2024

: 500

Corresponding Address

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

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2024 Cilt 67 Sayı 1

January 2024 Volume 67 Issue 1

İÇİNDEKİLER

CONTENTS

- Gürol Seyitoğlu, Bülent Kaypak, Edanur Tanülkü, Tolga Karabıyıkoglu, Begüm Koca**
Influence of the Ptolemy-Pliny-Strabo Fault Zone in Bozburun Peninsula (Southwest Türkiye):
Evidence from Structural Data and Focal Mechanism Solutions
Ptolemy-Pliny-Strabo Fay Zonu'nun Bozburun Yarımadası'ndaki (Güneybatı Türkiye) Etkisi:
Yapısal Verilerden ve Odak Mekanizma Çözümlerinden Elde Edilen Kanıtlar..... 1
- Fatih Şen, Serdal Karaağaç, Ümitcan Erbil**
Evidence for High-Angle Origin of the Alaşehir Detachment Fault and Layer-Parallel Shortening During
Miocene Time in Alaşehir Graben, Western Anatolia
Alaşehir Grabenindeki Alaşehir sıyrılma fayının yüksek açılı kökeni ve Miyosen döneminde tabaka-paralel
kısaltmaya ilişkin kanıtlar, Batı Anadolu, Türkiye..... 17
- Halil Gürsoy, Orhan Tatar, Bekir Levent Mesci, Oktay Canbaz, Ali Polat, Zafer Akpınar**
Bir Heyelanın Anatomisi: 17 Mart 2005 Kuzulu (Koyulhisar - Sivas, Türkiye) Heyelanı Örneğinde
Temel Jeolojik Araştırmaların Öneminin Değerlendirilmesi
Anatomy of a Landslide: Evaluation of the Importance of Basic Geological Investigations as exemplified in the
Kuzulu (Koyulhisar – Sivas, Türkiye) Landslide of 17 March 2005..... 51
- Yusuf Emrah Yılmaz, Ayşe Atakul-Özdemir, Ayten Koç**
Manavgat Havzasının (Antalya, Türkiye) Neojen Litostratigrafisi ve Yapısal Unsurları
Structural Elements and Neogene Lithostratigraphy of the Manavgat Basin (Antalya, Turkey)..... 71
- Deniz Şanlıyüksel Yücel, Mehmet Ali Yücel**
Düşük Sıcaklıklı Bir Jeotermal Alanın İnsansız Hava Aracı Termal ve RGB Görüntüleri ile
Modellenmesi: Kocabaşlar Jeotermal Alanı Örneği, Kuzeybatı Türkiye
Modeling of a Low-Temperature Geothermal Field Using UAV-based TIR and RGB Images: A Case Study of
Kocabaşlar Geothermal Field, Northwestern Türkiye..... 115
- Bülent Özmen**
TBMM Deprem Araştırma Komisyonu Raporlarının Tarihsel Gelişimi
Historical Development of the Earthquake Research Commission Reports
Submitted to the Grand National Assembly of Türkiye..... 137

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



**Influence of the Ptolemy-Pliny-Strabo Fault Zone in Bozburun Peninsula
(Southwest Türkiye): Evidence from Structural Data and Focal Mechanism Solutions**
*Ptolemy-Pliny-Strabo Fay Zonu'nun Bozburun Yarımadası'ndaki (Güneybatı Türkiye) Etkisi:
Yapısal Verilerden ve Odak Mekanizma Çözümlerinden Elde Edilen Kanıtlar*

**Gürol Seyitoğlu^{1*}, Bülent Kaypak², Edanur Tanülkü³,
Tolga Karabıyıkoglu², Begüm Koca²**

¹ Department of Geological Engineering, Tectonics Research Group, Ankara University, Ankara, Türkiye

² Department of Geophysical Engineering, Ankara University, Ankara, Türkiye

³ Institute of Earth and Marine Sciences, Gebze Technical University, Kocaeli, Türkiye

• Geliş/Received: 11.08.2023

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 04.10.2023

• Kabul/Accepted: 12.10.2023

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 05.12.2023

• Baskı/Printed: 30.01.2024

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Abstract: Structural data obtained from fault surfaces in the Bozburun Peninsula, southwest Türkiye indicate that the previously known active normal faults are indeed strike-slip structures. The configuration of left- and right-lateral strike-slip segments and lineaments observed from high-resolution satellite images, plus the evaluation of available focal mechanism solutions of the earthquakes having less than 30 km depth around Bozburun Peninsula, show that the study area is under influence of the left-lateral Ptolemy-Pliny-Strabo Fault Zone.

Keywords: Aegean Arc, Bozburun Peninsula, Ptolemy-Pliny-Strabo Fault Zone, Southwest Türkiye.

Öz: Güneybatı Türkiye'deki Bozburun Yarımadası'nda fay düzlemlerinden elde edilen yapısal veriler, daha önce bilinen diri normal fayların aslında doğrultu atımlı faylar olduğunu ortaya çıkarmıştır. Sol ve sağ yanal doğrultu atımlı segmentlerin ve yüksek çözünürlüklü uydu görüntülerinden saptanan çizgiselliklerin dağılımı ve Bozburun Yarımadası çevresinde 30 km'den daha sığ depremlerin odak mekanizması çözümlerinin birlikte değerlendirilmesi, çalışma alanının sol yanal Ptolemy-Pliny-Strabo Fay Zonu etkisinde olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Bozburun Yarımadası, Ege Yayı, Güneybatı Türkiye, Ptolemy-Pliny-Strabo Fay Zonu.

INTRODUCTION

The Aegean Arc is one of the major neotectonic elements in the Eastern Mediterranean which was recognized in the initial years of plate tectonics theory (McKenzie, 1970; 1972; Papazachos and Comninakis, 1971; Dewey et al., 1973). The kinematics obtained from focal mechanisms of the earthquakes along the arc indicate that the eastern margin has a trench parallel strike-slip nature (Le Pichon and Angelier, 1979; Taymaz et al., 1990).

Today, the eastern margin of the Aegean Arc is known as the Ptolemy-Pliny-Strabo Fault Zone (PPSFZ) (Shaw and Jackson, 2010; Özbakır et al., 2013). Its left lateral strike-slip nature is also confirmed by the GPS data (Reilinger et al., 2006; 2010, i.e., 49.5 ± 0.4 mm/year; Seyitoğlu et al., 2022a, i.e., 37.3 ± 0.4 mm/year) and is attributed to the surface expression of active tearing on the subducting African slab reflecting typical Riedel and anti-Riedel fractures (Özbakır et al., 2013).

One of the major tectonic problems in the region concerns the continuation of the PPSFZ into the mainland of Türkiye as the Fethiye-Burdur Fault Zone (FBFZ). There are two different arguments. The first group of researchers is in favour of the FBFZ (Barka and Reilinger, 1997; Ocakoğlu, 2012; Tiryakioğlu et al., 2013; Hall et al., 2014; Elitez and Yaltrık, 2014). The regional tectonic meaning of FBFZ is suggested by Barka and Reilinger (1997) that the FBFZ is a major structure separating the western Anatolian extensional province from central Anatolia. The second group of researchers, who are opposed to the FBFZ (ten Veen et al., 2004; 2009; Alçiçek et al., 2006; Koçyiğit and Özacar, 2013; Över et al., 2010; Alçiçek, 2015; Howell et al., 2017; Kaymakçı et al., 2018; Özkaptan et al., 2018; Tosun et al., 2021; Nissen et al., 2022), have generally argued that all the available data show no major earthquake having a pure left-lateral strike-slip focal mechanism solution along the so-called FBFZ and indicate a mix of an uniaxial and radial extension (i.e., Nissen et al., 2022).

Recently, Seyitoğlu et al. (2022b) proposed an alternative view that there are two restraining stepovers between the left-lateral Biruni Fault of the Anatolian Diagonal, the Antalya-Kekova Fault Zone (AKFZ), and the PPSFZ, where the Antalya Thrust / Florence Rise and Fethiye Thrust developed (Figure 1). In this concept, the NE continuation of the PPSFZ in mainland Türkiye is not required, and a structural link of PPSFZ to the Anatolian Diagonal Shear Zone is provided by the AKFZ (Figure 1).

Under these circumstances, the field observations documenting strike-slip faulting in the Bozburun Peninsula presented in this paper contrary to the current active fault map of Emre et al. (2011) are quite significant, because (1) this location can be evaluated as a most northeastern end of the PPSFZ or (2) this location can be evaluated as clear evidence of the on-land continuation of the Ptolemy Fault, Pliny Fault, and Strabo Fault, even though it is located outside of the so-called FBFZ (i.e., Elitez and Yaltrık, 2014).

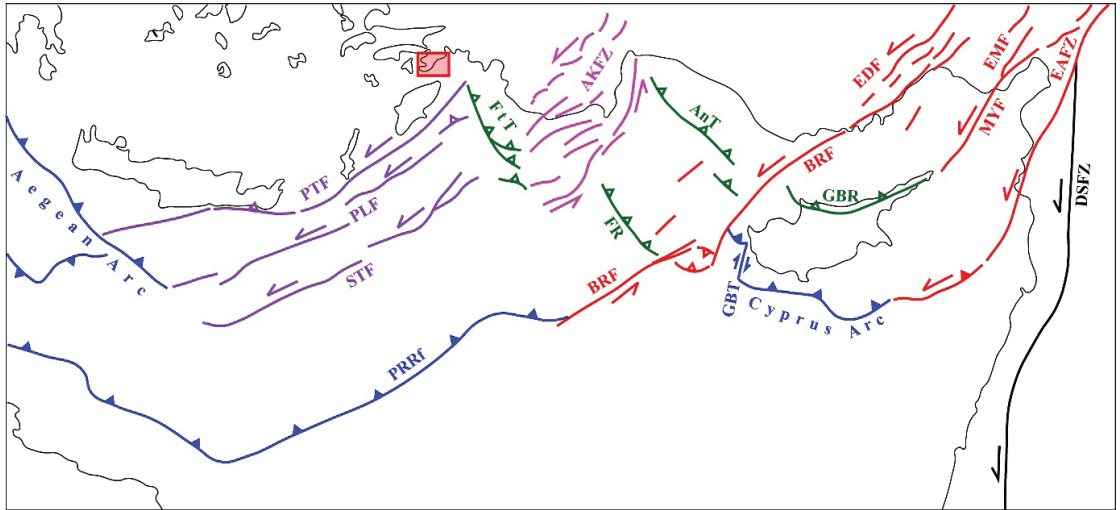


Figure 1. Main neotectonic elements of the eastern Mediterranean and location of Bozburun Peninsula.

AKFZ: Antalya-Kekova Fault Zone, AnT: Antalya Thrust, BRF: Biruni Fault, DSFZ: Dead Sea Fault Zone, EAFZ: East Anatolian Fault Zone, EDF: Ecemiş-Deliler Fault, EMF: Elbistan-Misis Fault, FtT: Fethiye Thrust, FR: Florence Rise, GBT: Gazibaf (Paphos) Transform, GBR: Girne-Besparmak Ridge, MYF: Maraş-Yumurtalık Fault, PLF: Pliny Fault, PRRf: Piri Reis (Mediterranean) Ridge front, PTF: Ptolemy Fault, STF: Strabo Fault, (after Seyitoğlu et al., 2022b).

Şekil 1. Doğu Akdeniz'in başlıca neotektonik unsurları ve Bozburun Yarımadası'nın konumu (Seyitoğlu vd., 2022b'den alınmıştır).

In this paper, we present preliminary strike-slip structural data unrecognized up to now from the Bozburun Peninsula and discuss their implications regarding regional tectonics.

FINDINGS FROM THE BOZBURUN PENINSULA

Current Situation Assessment

The semi-parallel arc shaped normal faults of Selimiye and Bozburun were defined in the Bozburun Peninsula by Emre et al. (2011; 2013) (Figure 2). To the north of Bayırköy, the Selimiye Fault trending in an east-west direction follows a

topographic through; however, north of Selimiye, the same normal fault gains a northeast-southwest direction and follows the coastline of Kepez Dağı. In the footwall of the Selimiye Fault, the Bozburun Fault has the same trend following the northern slopes of Bozcadağ, dipping north and northwest (Figure 2). Further south, the trend of the normal faults turns to northeast-southwest, and the Taşlıca Fault has been drawn as opposite dipping normal fault segments with the Taşlıca settlement in the middle (Figure 2) (Emre et al., 2011). This map of active faulting implies that the Bozburun Peninsula is under extensional tectonics, similar to the rest of western Türkiye (Emre et al., 2013).

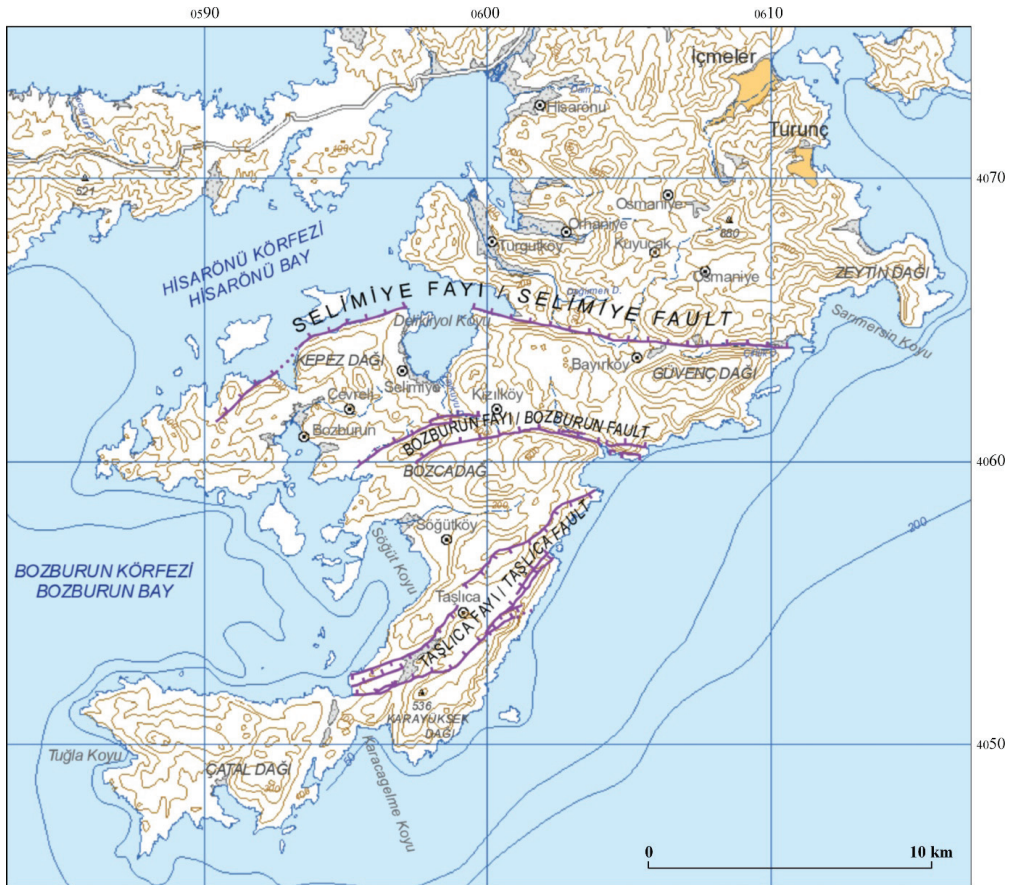


Figure 2. Active fault map of Bozburun Peninsula (Emre et al., 2011).

Şekil 2. Bozburun Yarımadası'nın diri fay haritası (Emre vd., 2011).

Field Observations

The first feature recognized in the field around Bayırköy is the absence of a distinguished topographical difference between the footwall and the hanging wall topography, which would be expected in the so-called active Selimiye normal fault (Figure 2). The structural data obtained from fault surfaces help to characterize two different

strike-slip fault segments (Figure 3a, Table 1); notably, the northeast-southwest trending left-lateral strike-slip Bayır-Çiftlik Fault (BÇF) and the west northwest - east southeast trending right-lateral strike-slip Delikliyol Fault (DYF). These observations are entirely different from the normal faults previously defined by Emre et al. (2011). Therefore, we have applied new fault names in this paper.

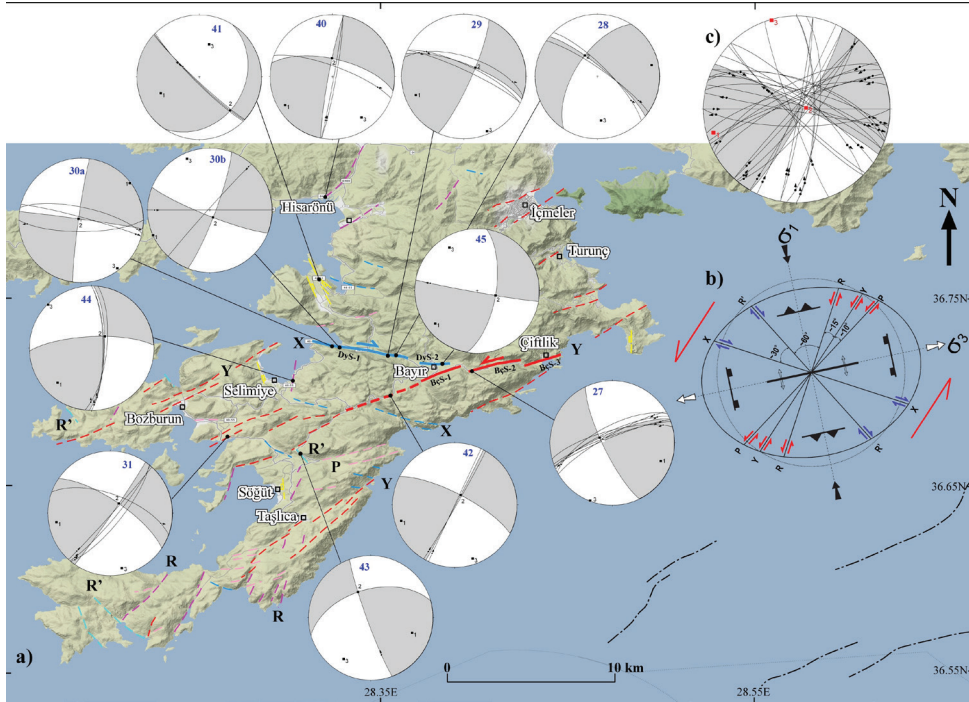


Figure 3. a) Active fault and lineament map of Bozburun Peninsula. BÇS-1, 2, 3 and DyS-1, 2 are segments of BÇF and DYF, respectively. Colored-broken lines are lineaments obtained from Google Earth Images. Black dotted-broken lines are left-lateral faults based on detailed bathymetry in Marmaris Bay (Ocañoğlu, 2012). **b)** The strain ellipse of a left-lateral shear zone and secondary fractures are presented for correlation of faults and lineaments in Bozburun Peninsula. **c)** Overall evaluation of structural data indicating left-lateral shear. Circles represent the equal area lower hemisphere spherical projection of fault planes and slickenlines. Gray (contractional) and white (extensional) areas and circles belong to the fault plane solution obtained by kinematic analysis of the fault data using FaultKin software (Marrett and Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2012). Number 1, 2, and 3 squares in red indicate the orientation of kinematic (strain) axes. See Table 1 for numerical data.

Şekil 3. a) Bozburun Yarımadası diri fay ve çizgisellik haritası. BÇS-1, 2, 3 ve DyS-1, 2 sırasıyla BÇF ve DYF'nin segmentleridir. Renkli-kesikli çizgiler Google Earth görüntülerinden elde edilen çizgiselliklerdir. Siyah noktalı kesikli çizgiler; Marmaris Körfezi'ndeki detaylı batimetriye dayalı sol yanal faylardır (Ocañoğlu, 2012). **b)** Bozburun Yarımadası'ndaki fayların ve çizgiselliklerin korelasyonu için sunulan bir sol yanal makaslama zonunun yamulma elipsi ve ikincil kırıkları. **c)** Sol yanal makaslama gösteren yapısal verilerin genel değerlendirmesi. Daireler, fay düzlemleri ve kayma çiziklerinin eşit alan alt yarıküre izdüşümüdür. Gri (daralma) ve beyaz (genişleme) alanları ve çemberler FaultKin yazılımı (Marrett ve Allmendinger, 1990; Allmendinger vd., 2012) kullanılarak elde edilen fay verisinin kinematik analizi sonucu elde edilen fay düzlemi çözümüne aittir. 1, 2 ve 3 kinematik (yamulma) eksenlerinin konumunu göstermektedir. Sayısal veri için Tablo 1'e bakınız.

Table 1. Fault kinematic data obtained from Bozburun Peninsula. Kinematic axes have been determined by using FaultKin software (Marrett and Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2012). LL: Left lateral, RL: Right lateral, NR: Normal with right lateral component

Çizelge 1. Bozburun Yarımadası'ndan elde edilen fay kinematik verileri. Kinematik eksenler FaultKin yazılımı kullanılarak belirlenmiştir (Marrett ve Allmendinger, 1990; Allmendinger vd., 2012). LL: Sol yanal, RL: Sağ yanal, NR: Sağ yanal bileşenli normal

#	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Field data					Kinematic (strain) axes					
			Fault plane		Striae		Slip	S1		S2		S3	
			Strike (°)	Dip (°)	Trend (°)	Plunge (°)		Trend (°)	Pl. (°)	Trend (°)	Pl. (°)	Trend (°)	Pl. (°)
27	36.711549	28.198785	242	68	247	12	LL	111	18	292	72	201	0
			240	80	056	20	LL						
			248	83	067	12	LL						
			255	74	071	14	LL						
			250	81	067	21	LL						
			245	75	060	17	LL						
28	36.719853	28.157652	305	80	120	25	RL	078	12	329	58	175	30
			315	76	125	34	RL						
29	36.719899	28.154809	288	64	096	22	RL	—	249	18	053	71	157
			295	75	303	29	RL						
			295	82	298	20	RL						
30a	36.725049	28.125334	285	86	104	10	RL	—	053	01	300	86	143
			282	73	099	10	RL						
			090	75	266	14	RL						
30b	36.724753	28.128515	222	88	042	07	LL	—	246	00	155	79	336
			270	90	270	12	RL						
31	36.675029	28.068051	290	65	101	18	RL	—	260	14	042	73	168
			040	82	219	10	LL						
			042	88	221	20	LL						
			039	75	217	07	LL						
40	36.805386	28.121772	010	85	187	30	LL	—	239	13	359	65	144
			010	88	189	30	LL						
			290	76	103	26	RL						
41	36.761246	28.118552	135	83	303	59	NR	—	247	33	137	27	016
			133	85	302	65	NR						
42	36.698907	28.157277	030	88	209	15	LL	—	253	11	031	75	161
			025	90	205	15	LL						
43	36.667362	28.107009	160	85	164	38	RL	110	30	334	52	213	22
44	36.706046	28.103701	000	74	174	21	LL	—	224	23	048	67	315
			006	70	181	14	LL						
			000	75	177	10	LL						
45	36.715314	28.186059	100	88	279	25	RL	232	16	104	65	327	19

The Bayır-Çiftlik Fault (BÇF) has three northeast-southwest trending en-echelon segments (BçS-1_3) (Figure 3a). On the road between Bayır and Çiftlik, the fault surface of BçS-2 is clearly observed. This provides the left-lateral strike-slip structural data (Figure 3a, location 27 and Figure

4). Its continuation toward the northeast presents a flower structure-like fracture style (Figure 5). The shear surfaces providing structural data between Bozburun and Söğüt (Figure 6, location 31) indicate that the segments of BÇF can be securely extended to the southwest.

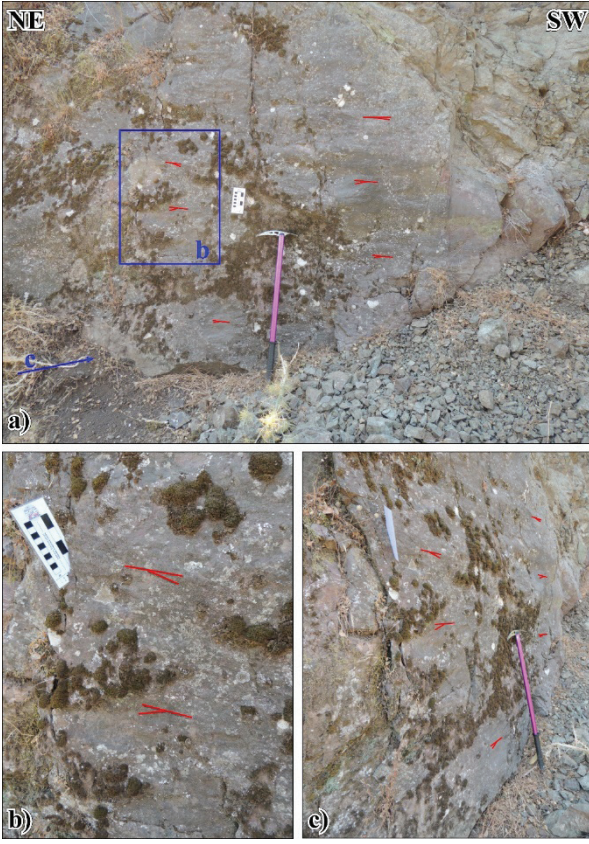


Figure 4. a) Fault surface photo from segment BçS-2 of Bayır-Çiftlik Fault (BÇF). b, c) Details of the fault surface from different angles. Note position of open fractures where the ruler is located, indicating a left-lateral sense of movement. Photos are from location #27 in Figure 3. See Table 1 for numerical data.

Şekil 4. a) Bayır-Çiftlik Fayının (BÇF) BçS-2 segmentine ait fay düzlemi fotoğrafı. b, c) Fay düzleminin farklı açılardan detayları. Cetvelin bulunduğu yer açılma çatlaklarının konumunu ve sol yanıl makaslamayı işaret etmektedir. Fotoğraflar Şekil 3'teki #27 konumundan çekilmiştir. Sayısal veriler için Tablo 1'e bakınız.

The Delikliyol Fault (DYF) has two west northwest – east southeast trending en-echelon segments (DyS-1 and 2) (Figure 3a). The segment-parallel shear surfaces provide right-lateral strike-slip structural data on the road to the west of Bayır (Figure 7).

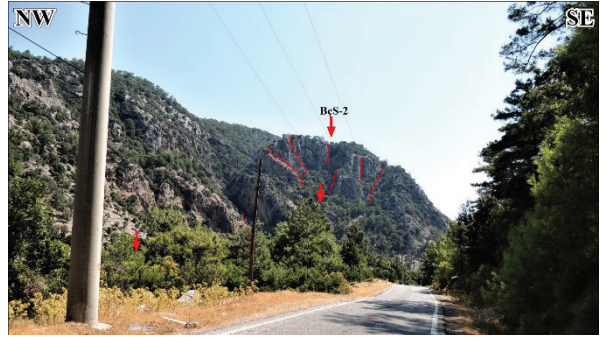


Figure 5. Field photo of flower structure-like fractures along segment BçS-2 of Bayır-Çiftlik Fault (BÇF).

Şekil 5. Bayır-Çiftlik Fayı'nın (BÇF) BçS-2 segmenti boyunca çiçek yapısı benzeri kırıkların arazi fotoğrafı.

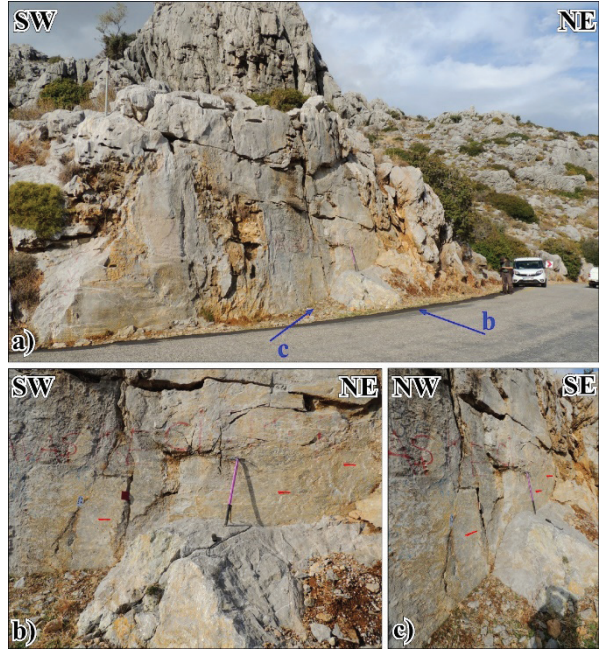


Figure 6. a) Overall view of left-lateral fault surface between Söğüt and Bozburun. b, c) Details of fault surfaces from different angles. See position of ruler and field notebook on open fractures to realize left-lateral sense of movement. Photos are from location #31 in Figure 3. See Table 1 for numerical data.

Şekil 6. a) Söğüt-Bozburun arasındaki sol yanıl fay düzleminin genel görünümü. b, c) Farklı açılardan fay düzleminin detayları. Sol yanıl hareketin anlaşılması için açılma çatlaklarına yerleştirilen cetvel ve arazi defterinin konumlarına bakınız. Fotoğraflar Şekil 3'teki #31 konumundan çekilmiştir. Sayısal veriler için Tablo 1'e bakınız.



Figure 7. a) Segment DyS-1 of Delikliyol Fault (DYF). **b, c)** Close up views of right-lateral structural data. Photos from location #29 in Figure 3. See Table 1 for numerical data.

Şekil 7. a) Delikliyol Fayının (DYF) DyS-1 segmenti. **b, c)** Sağ yanal yapısal verilerin yakın plan görünüşleri. Fotoğraflar Şekil 3'teki #29 konumundan çekilmiştir. Sayısal veriler için Tablo 1'e bakınız.

The main fault surface of DyS-1 is observed on the south coast of Delikliyol Bay, where the right-lateral strike-slip data were obtained (Figures 3a and 8, locations 30a and 30b). The DyS-2 segment also has a distinct fault scarp showing a right-lateral sense of slip immediately northeast of Bayır (Figure 3a, location 45).

These field observations indicate that the faults are strike-slip in character around Bayır and there is no sign of normal faults creating major topographical differences (Figure 9). It is interesting to see that the north northwest - south southeast trending depression in Turgutköy (see structural data from location 41 in Figure 3a) and stepping topography in Selimiye, Söğüt and east of Çiftlik perfectly fit the position of open fractures /

normal faulting in a left-lateral shear zone (Figure 3b). Moreover, the lineament distribution on the Bozburun Peninsula obtained from Google Earth Images fits well with the secondary fractures (R, R', X and P) that developed in a northeast-southwest trending left-lateral shear zone (Figure 3b), where the BÇF corresponds to the Y-shear and the DYF represents the X-shear (Figure 3a and b). The overall evaluation of structural data obtained from the fault surfaces is also compatible with the northeast-southwest trending left-lateral shear zone (Figure 3c).

SEISMIC ACTIVITY and FOCAL MECHANISM SOLUTIONS

The study region and near vicinity have a high seismicity. A number of earthquakes, both small and moderate, have occurred frequently in the region since the year 1900, and their focal depths have been distributed over a wide range (Figure 10). In Figure 10, the seismic activity having a depth shallower than 30 km around the Bozburun Peninsula is shown in red circles, while the deeper events down to 100 km are represented in yellow.

For the focal mechanism solution, we applied some selection criteria on earthquakes. One of them is the depth of earthquakes. We avoided deeper earthquakes because they could be the result of the subduction of the African plate under the Anatolian plate along the Aegean Arc. Therefore, we generally tried to select crustal earthquakes for the focal mechanism solution. Another criterion is the location of events. We selected only the earthquakes that occurred on the faults we focused on. Our last criterion selected is the quality of seismograms. We tried to use less noisy and nonproblematic waveforms. Besides our own solutions, we also benefited from other focal mechanism solutions calculated by other earthquake observation agencies or researchers. All focal mechanism solutions are listed together with their parameters and beachballs in Table 2.

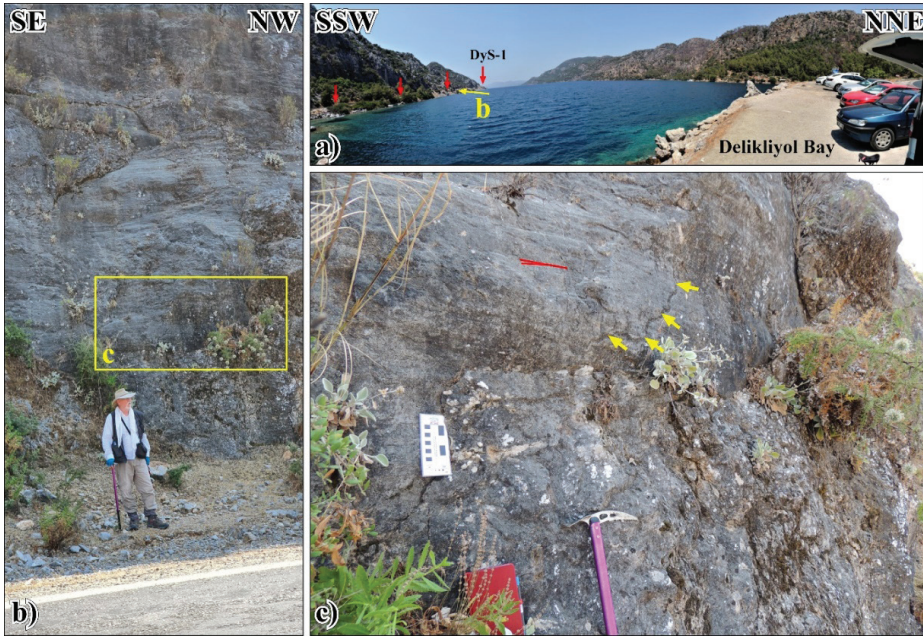


Figure 8. a) Overall position of Delikliyol Fault in Delikliyol Bay. b) Main right-lateral fault surface of segment DyS-1 of Delikliyol Fault (DYF). c) Details of structural data. Note small yellow arrows showing a trace of open fracture indicating right-lateral sense of movement. Photos from location #30a in Figure 3. See Table 1 for numerical data.

Şekil 8. a) Delikliyol Körfezi'ndeki Delikliyol Fayı'nın genel konumu. b) Delikliyol Fayı'nın DyS-1 segmentinin sağ yanal ana fay yüzeyi. c) Yapısal verilerin detayları. Sağ yanal hareketin varlığını gösteren açılma çatlaklarının izini gösteren küçük sarı oklara dikkat ediniz. Fotoğraflar Şekil 3'teki #30a konumundan çekilmiştir. Sayısal veriler için Tablo 1'e bakınız.

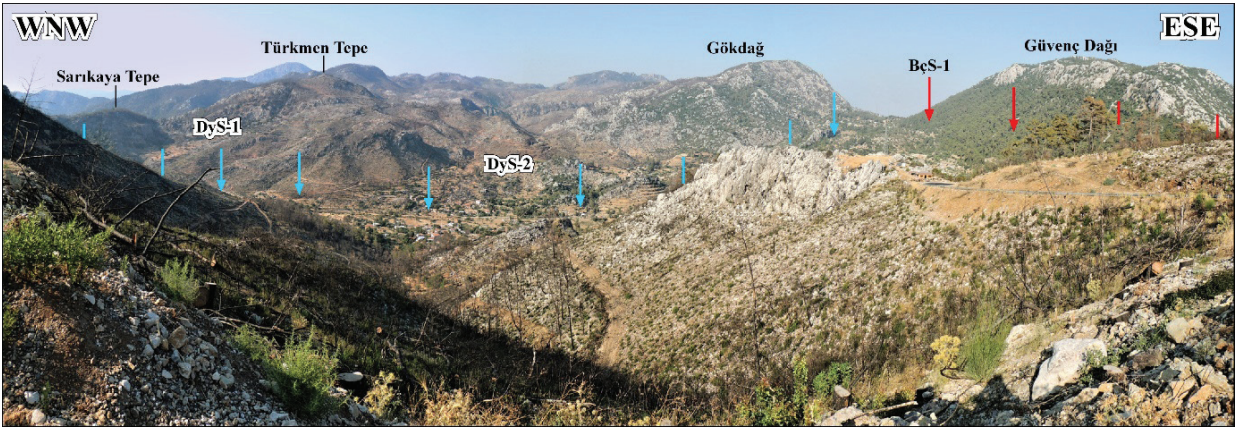


Figure 9. Position of right-lateral segments of Delikliyol Fault (DYF) and left-lateral Bayır-Çiftlik Fault (BÇF) around Bayır after severe forest fire. Note no topographical difference between Gökdağ and Güvence Dağı, in which Selimiye normal fault is located (Emre et al., 2011, Figure 2).

Şekil 9. Şiddetli bir orman yangını sonrası Delikliyol Fayı'nın (DYF) sağ yanal segmentleri ile Bayır-Çiftlik Fayı'nın (BÇF) sol yanal segmentlerinin Bayır çevresindeki konumu. Gökdağ ile Güvence Dağı arasında konumlandırılan Selimiye normal fayının (Emre vd. 2011, Şekil 2) topoğrafik bir fark yaratmadığına dikkat ediniz.

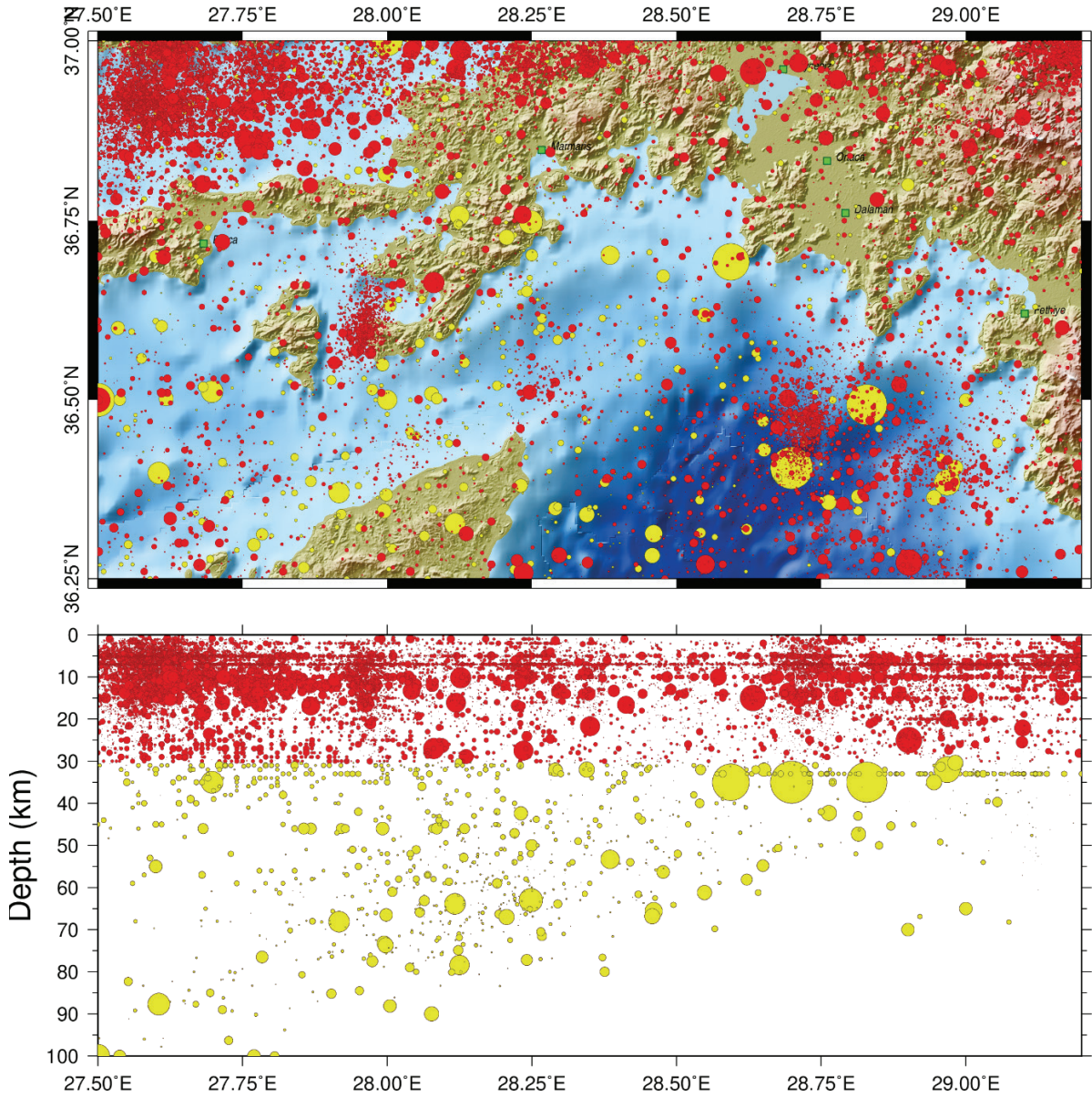


Figure 10. Epicentral (top) and hypocentral (bottom) earthquake distribution around the Bozburun Peninsula and surroundings. Seismicity of the region includes earthquakes that occurred since 1900. Events down to 30 km depth are shown in red circles, deeper events are represented by yellow circles.

Şekil 10. Bozburun Yarımadası ve çevresinde dış merkez (üstte) ve iç merkez (alt) deprem dağılımı. Bölgenin depremselliği 1900'den beri meydana gelen depremleri içermektedir. 30 km derinliğe kadar olan sismik etkinlik kırmızı renkli daireler ile, daha derin olan etkinlik sarı daireler ile temsil edilmektedir.

Table 2. Earthquake focal parameters and focal mechanism solutions of the selected seismic events around Bozburun Peninsula.**Çizelge 2.** Bozburun Yarımadası çevresinde seçilen sismik olayların deprem odak parametreleri ve odak mekanizması çözümleri.

Earthquake focal parameters									Focal mechanism solutions							
ID	Date (y.m.d)	Time (GMT) (h:m:s)	Lat. (°N)	Lon. (°E)	Depth (km)	Mag.	MTyp	Ref	Str1 (°)	Dip1 (°)	Rake1 (°)	Str2 (°)	Dip2 (°)	Rake2 (°)	Beach ball	Ref
1	1999.10.05	00:53:29	36.7390	28.2260	19	5.2	Mw	K-17	4	83	171	95	81	7		ISC
2	2002.09.26	20:44:07	36.6670	28.0280	18	4.4	Mw	ISC	70	57	-95	259	33	-82		ZUR- RMT
3	2009.12.30	11:00:51	36.6435	27.9160	12	3.6	Mw	KOERI	73	76	-104	300	20	-45		TS
4	2010.04.28	16:35:08	36.3285	27.6806	16.8	4.4	Mw	K-17	191	60	132	310	50	40		ISC
5	2010.08.08	02:12:05	36.6545	27.9605	14	3.2	Mw	KOERI	63	77	-106	295	20	-40		TS
6	2011.01.12	03:04:03	36.8787	28.0757	12	3.8	Mw	KOERI	65	90	-50	155	40	-180		TS
7	2011.04.23	03:04:14	36.6978	28.4397	19	3.5	Mw	KOERI	302	80	165	35	75	10		TS
8	2012.06.10	09:49:36	36.4762	28.9295	26.85	5.0	Ml	AFAD	133	51	101	295	40	76		AFAD
9	2012.06.10	15:28:32	36.4737	28.9608	28.64	4.5	Ml	AFAD	163	79	174	254	84	11		AFAD
10	2012.06.11	02:06:34	36.4258	28.9788	28.19	4.4	Ml	AFAD	220	81	-5	311	85	-171		AFAD
11	2012.06.11	14:00:17	36.4267	29.0053	28.69	4.0	Ml	AFAD	295	62	-171	201	82	-28		AFAD
12	2012.06.11	16:35:37	36.4112	28.9907	27.94	4.4	Ml	AFAD	225	73	-6	317	84	-163		AFAD
13	2012.06.11	19:51:06	36.4575	28.9837	27.87	4.3	Ml	AFAD	300	44	-117	156	52	-66		AFAD
14	2012.06.12	21:58:12	36.4578	28.9283	28.02	4.5	Ml	AFAD	138	44	-162	35	78	-46		AFAD
15	2012.10.20	01:09:39	36.5000	28.2223	8	3.9	Mw	KOERI	300	55	55	171	48	129		TS
16	2012.11.09	04:46:14	36.6151	27.9547	15	3.8	Mw	KOERI	7	75	138	110	50	20		TS
17	2012.11.24	21:04:18	36.5520	27.9087	10	4.1	Mw	KOERI	179	86	-135	85	45	-5		TS
18	2012.11.24	21:35:22	36.5945	27.9312	12	3.8	Mw	KOERI	205	59	-106	55	35	-65		TS

Table 2. Continued.

Çizelge 2. Devam

Earthquake focal parameters									Focal mechanism solutions							
ID	Date (y.m.d)	Time (GMT) (h:m:s)	Lat. (°N)	Lon. (°E)	Depth (km)	Mag.	MTyp	Ref	Str1 (°)	Dip1 (°)	Rake1 (°)	Str2 (°)	Dip2 (°)	Rake2 (°)	Beach ball	Ref
19	2012.11.25	08:51:46	36.6322	27.9113	12	3.9	Mw	KOERI	337	57	130	100	50	45		TS
20	2012.11.26	17:35:42	36.6038	27.9572	12	4.6	Mw	KOERI	204	64	-114	70	35	-50		TS
21	2012.11.26	21:20:33	36.6383	27.9588	11	3.4	Mw	KOERI	211	76	-122	100	35	-25		TS
22	2012.12.02	19:02:58	36.6298	27.9543	4.1	3.5	Mw	K-17	299	35	-163	195	80	-57		AFAD
23	2013.01.11	10:28:23	36.5983	27.9288	12	3.7	Mw	KOERI	226	63	-127	105	45	-40		TS
24	2019.10.03	04:44:55	36.3147	28.5437	20	5.1	Mw	KOERI	210	65	70	71	32	126		TS

AFAD: Disaster and Emergency Management Authority; ISC: International Seismological Centre; K-17: Kılıç et al. (2017); KOERI: Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute; LDEO: Lamont-Doherty Earth Observatory; TS: This Study; ZUR-RTM: Zurich Moment Tensors, Swiss Seismological Service.

To derive the focal mechanism solutions for the selected events, we used the moment tensor inversion method. We utilized the algorithm found in ‘Computer Programs in Seismology’ by Herrmann (2013) for Regional Moment Tensor (RMT) inversion, which involves fitting synthetic waveforms to the observed data. We retrieved three-component broadband waveform data for the RMT solutions from the European Integrated Data Archive Service (<http://www.orfeus-eu.org/data/eida>) and the Turkish Earthquake Data Center System (TEDCS) of the Emergency Management Presidency (AFAD). We used the waveform data only from the stations up to 700 km epicentral distance.

For the inversion, both the observed and synthetic Green’s function waveforms were cut from a range of 5–10 s before the P-wave’s first-arrival to a range of 110–180 s after it. During the inversion steps, a three-pole causal Butterworth bandpass filter with a 0.02–0.10 Hz band range was used for the events. Generally, the 0.06–0.08

Hz bandpass filter range was preferred for the most of the data. Furthermore, an optional microseism rejection filter was applied to enhance the signal-to-noise ratio when needed. During the moment tensor inversion process, we removed components having noisy and problematic signals.

The three largest earthquakes around the Bozburun Peninsula shallower than 30 km were #1_1999.10.05 (Mw=5.2), #8_2012.06.10 (Ml=5.0), and #24_2019.10.03 (Mw=5.1) (Table 2). The seismic activity created a cluster of 10 focal mechanism solutions between Sömbeki (Simi) island and the Bozburun Peninsula, indicating dominantly normal faulting. However, the #7_2011.04.23 (Mw= 3.5) earthquake located 18 km east, southeast of Çiftlik, provides a focal mechanism solution that is highly compatible with the left-lateral strike-slip structural data obtained from fault surfaces similar to the aftershocks of the #8_2012.06.10 (Ml=5.0) earthquake in the Fethiye Gulf (Figure 11).

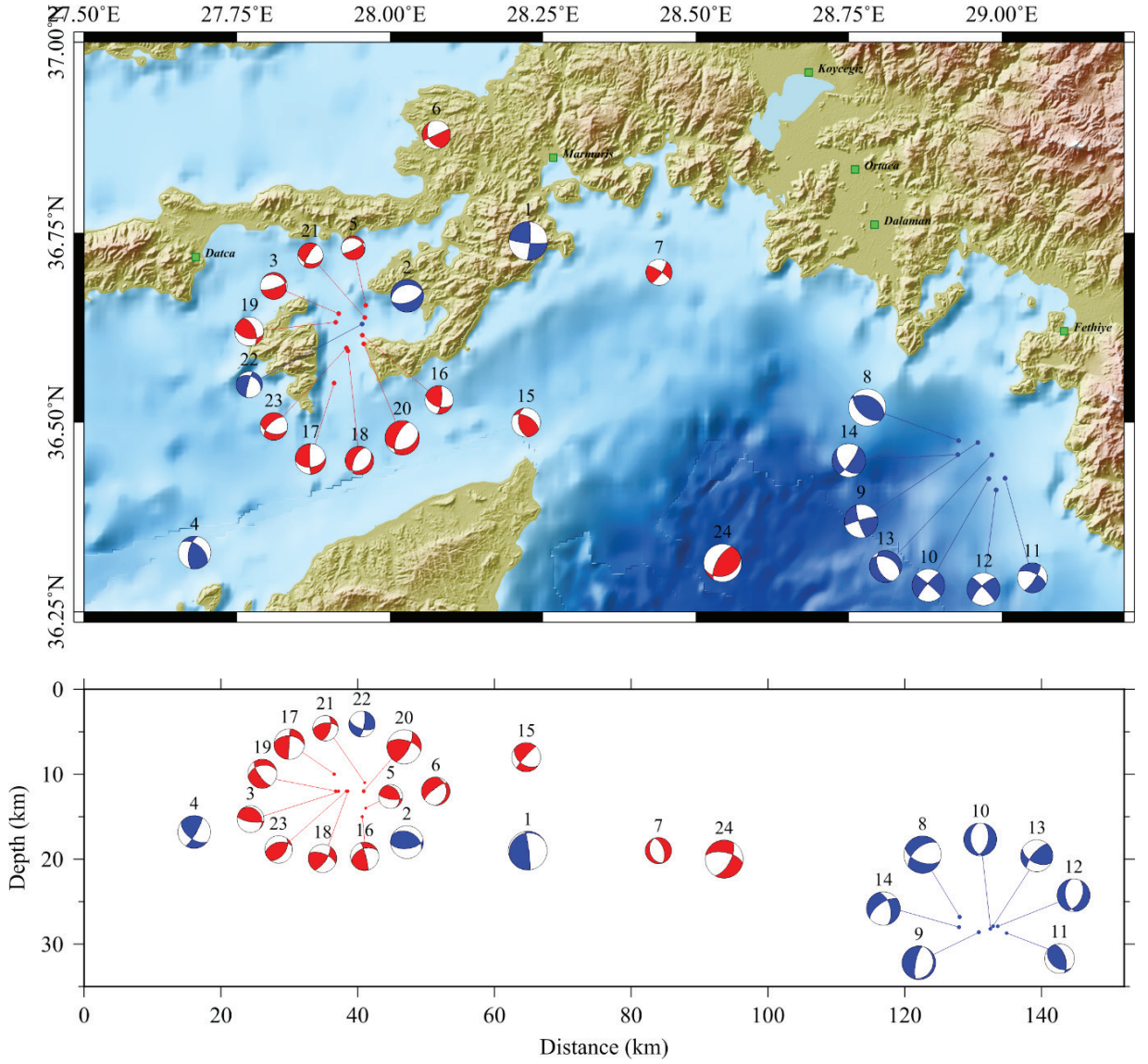


Figure 11. Available focal mechanism solutions of earthquakes shallower than 30 km depth around the Bozburun Peninsula. Surroundings are shown both as map view and vertical section along a latitude. Size of beachballs is proportional to earthquake magnitudes. See Table 2 for details and references.

Şekil 11. Bozburun Yarımadası ve çevresinde 30 km'den daha sığ olan depremlerin mevcut odak mekanizması çözümleri hem harita görünümünde hem de bir enlem boyunca dikey kesitte gösterilmiştir. Odak mekanizma çözümlerinin boyutu, deprem büyüklükleriyle orantılıdır. Ayrıntılar ve referanslar için Tablo 2'ye bakınız.

DISCUSSION

The overall evaluation of the structural data obtained from fault surfaces in the Bozburun Peninsula indicates northeast-southwest trending left-lateral strike-slip faulting (Figures 3b and 12a),

which is not compatible with the active normal faults previously indicated on the Active Fault Map of Turkey (Emre et al., 2011). Moreover, the overall evaluation of focal mechanism solutions around the Bozburun Peninsula also indicates

a left-lateral strike-slip tectonic setting (Figure 12b). When we combined structural data from the field and focal mechanism solutions (Figure 12c), it is clearly seen that the Bozburun Peninsula is under the influence of the left-lateral Ptolemy-Pliny-Strabo Fault Zone (PPSFZ). This is the first structural data in the Turkish mainland showing the influence of PPSFZ. On the other hand, as briefly summarized in the Introduction section, there is no convincing data regarding the northeast continuation of the left-lateral shear zone, which has been named as the Fethiye-Burdur Fault Zone. An alternative suggestion is proposed that the PPSFZ creates a restraining stepover with the Antalya-Kekova Fault Zone, where the Fethiye Thrust is developed in the northern margin of the Rhodos basin (Seyitoğlu et al., 2022b).

In the north of the Bozburun Peninsula, however, an entirely different extensional active tectonic regime is evidenced by intense seismicity providing mainly normal fault-related focal mechanism solutions around the Gökova Gulf (Ocakoğlu et al., 2018; Dikbaş et al., 2022; Tanülkü et al., 2022).

CONCLUSION

In the Bozburun Peninsula, our field observations providing structural data from exposed fault surfaces indicate that the active tectonic style is strike-slip in nature. The segments of the left-lateral strike-slip Bayır-Çiftlik Fault (BÇF) and the right-lateral Delikliyol Fault (DYF) were determined. The lineament distribution using Google Earth Images and the focal mechanism solutions for the earthquakes in the vicinity of the Bozburun Peninsula show that the BÇF is Y-shear and the DYF represents X-shear in a northeast-southwest trending left-lateral shear zone. It can be concluded that the Bozburun Peninsula is located on the northeastern tip of the Ptolemy-Pliny-Strabo Fault Zone.

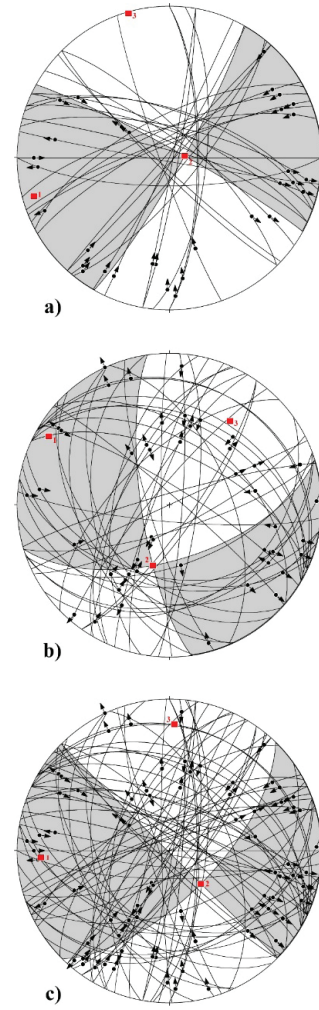


Figure 12. **a)** Structural data from fault surfaces (32 fault planes) measured in the field from Bozburun Peninsula. See Table 1 for numerical data. **b)** Structural data obtained from focal mechanism solutions (45 fault planes) around Bozburun Peninsula. See Table 2 for details. **c)** Overall evaluation of structural data, both field observations and focal mechanism solutions, indicating that Bozburun Peninsula is under the influence of the left-lateral Ptolemy-Pliny-Strabo Shear Zone. The stereonets are equal area lower hemisphere spherical projection of fault planes and slickenlines. Gray (contractional) and white (extensional) areas and circles belong to the fault plane solution obtained by kinematic analysis of the fault data using FaultKin software (Marrett and Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2012). Numbers 1, 2, and 3 in red indicate orientation of kinematic (strain) axes.

Şekil 12. **a)** Bozburun Yarımadası'ndan arazide ölçülen fay yüzeylerinden (32 fay düzlemi) yapısal veriler. Sayısal veriler için Tablo 1'e bakınız. **b)**

Bozburun Yarımadası çevresindeki odak mekanizması çözümlerinden (45 fay düzlemi) elde edilen yapısal veriler. Ayrıntılar için Tablo 2'ye bakınız. c) Bozburun Yarımadası'nın sol-yanal Ptolemy-Pliny-Strabo Makaslama Zonu'nun etkisi altında olduğunu gösteren hem saha gözlemleri hem de odak mekanizması çözümlerine ait yapısal verilerin genel değerlendirmesi. Stereonetler, fay düzlemlerinin ve kayma çiziklerinin eşit alan alt yarımküre izdüşümüdür. Gri (daralma) ve beyaz (genişleme) alanlar ve daireler, fay verilerinin FaultKin yazılımı kullanılarak kinematik analizi ile elde edilen fay düzlemi çözümüne aittir (Marrett ve Allmendinger, 1990; Allmendinger vd., 2012). 1, 2 ve 3, kinematik (yamulma) eksenlerinin yönünü gösterir.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Levha tektoniğinin başlangıç döneminde varlığı fark edilen Ege Yayı, doğu kenarında Yay'a paralel doğrultu atımlı karaktere sahiptir (McKenzie, 1970; 1972; Papazachos ve Comninakis, 1971; Dewey vd., 1973; Le Pichon ve Angelier, 1979; Taymaz vd., 1990). Günümüzde Ptolemy-Pliny-Strabo Fay Zonu olarak anılmakta olan (Shaw ve Jackson, 2010; Özbakır vd., 2013) yapı üzerinde GPS temelli blok modelleme çalışmalarına göre sol yanal kayma oranı saptanmıştır (Reilinger vd., 2006; 2010; $49,5 \pm 0,4$ mm/yıl; Seyitoğlu vd., 2022a; $37,3 \pm 0,4$ mm/yıl) ve dalmakta olan Afrika levhasındaki aktif yırtılmanın yüzeydeki ifadesi olarak değerlendirilmektedir (Özbakır vd., 2013).

Bölgedeki temel tartışmalardan birini Ptolemy-Pliny-Strabo Fay Zonu'nun Türkiye ana karasındaki devamlılığı oluşturmaktadır. Bazı araştırmacılara göre bu devamlılık Fethiye-Burdur Fay Zonu tarafından sağlanmaktadır (Barka ve Reilinger, 1997; Ocakoğlu, 2012; Tiryakioğlu vd., 2013; Hall vd., 2014; Elitez ve Yaltırak, 2014). Diğer araştırmacı grubu ise bu zon içinde depremlere ait saf sol yanal odak mekanizması çözümü elde edilemediği ve çok yönlü genişlemeyi işaret eden çözümlerin bulunduğu gerekçesi ile Fethiye-Burdur Fay Zonu'nun varlığını sorgulamaktadır (ten Veen vd., 2004; 2009; Alçiçek vd., 2006; Koçyiğit ve Özacar, 2013; Över vd., 2010; Alçiçek, 2015; Howell vd., 2017; Kaymakçı vd., 2018; Özkaptan vd., 2018; Tosun vd. 2021; Nissen vd., 2022). Yakın zamanda

yayınlanan çalışmaya göre ise (örn., Seyitoğlu vd., 2022b) Ptolemy-Pliny-Strabo Fay Zonu, Antalya-Kekova Fay Zonu ve Anadolu Çaprazı'nın Biruni Fayı daralmalı sıçramalar oluşturmakta ve Anadolu Levhasının GB'ya hareketi tartışmalı Fethiye-Burdur Fay Zonu gibi bir yapıya ihtiyaç kalmadan bu sistemle karşılanmaktadır (Şekil 1).

Türkiye ana karasının güneybatı ucunu oluşturan Bozburun Yarımadası Ptolemy-Pliny-Strabo Fay Zonu'na en yakın konumdadır (Şekil 1). Mevcut diri fay haritasında yarımada üzerinde D-B ve KD-GB yönlü normal faylar gösterilmiştir (Emre vd. 2011) (Şekil 2). Ancak arazi çalışmalarımızda fay düzlemleri üzerinden elde edilen kayma çizikleri sayesinde sağ ve sol yanal doğrultu atımlı fay segmentleri saptanmıştır (Şekil 3 ve 9). Mevcut diri fay haritası ile uyumsuz olan bu durum, yüksek çözünürlüklü uydu görüntülerinden elde edilen çizgiselliklerin yorumlanması ile test edilmiş ve Bozburun Yarımadası'nın KD-GB sol yanal makaslamanın etkisinde olduğu sonucuna varılmıştır. Bu yapısal değerlendirmenin diri faylanma ile ilişkisini kurabilmek için yarımada çevresinde meydana gelen 30 km'den daha sık sismik etkinlik incelenerek odak mekanizma çözümleri elde edilmiştir (Şekil 10 ve 11). Arazi gözlemlerinden elde edilen yapısal verilerle odak mekanizmalarından elde edilen verilerin genel değerlendirmesi sol yanal makaslama zonunun varlığına işaret etmektedir (Şekil 12). Sonuç olarak, Bozburun yarımadasında saptanan sol yanal makaslama, Ptolemy-Pliny-Strabo Fay Zonu'nun en KD ucunu temsil ediyor olmalıdır.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper is a part of a project entitled "Investigation of the deep seismic velocity structure of the Gulf of Gökova and surroundings by tomographic methods and associating with tectonic structures in the region (UDAP-Ç-19-20)", supported by AFAD. We are grateful to the referees for their constructive comments that improved the earlier version of the manuscript.

ORCID

Gürol Seyitoğlu  <https://orcid.org/0000-0001-7993-898X>
Bülent Kaypak  <https://orcid.org/0000-0003-4650-9171>
Edanur Tanülkü  <https://orcid.org/0000-0001-7353-7261>
Tolga Karabyıkoğlu  <https://orcid.org/0000-0001-8862-7526>
Begüm Koca  <https://orcid.org/0000-0002-4226-0244>

REFERENCES

- Alçıçek, M. C. (2015). Comment on “The Fethiye-Burdur Fault Zone: a component of upper plate extension of the subduction edge propagator fault linking Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 635, 80-99.
- Alçıçek, M. C., ten Veen J.H. & Özkul, M. (2006). Neotectonic development of the Çameli Basin, southwestern Anatolia, Turkey. *Geological Society Special Publication*, 260, 591-611.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C. & Fisher, D. (2012). *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*. Cambridge University Press, 289 p.
- Barka, A. & Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali Di Geofisica*, XL, 587-610.
- Dewey, J. F., Pitman III, W. C., Ryan, W. B. F. & Bonnin, J. (1973). Plate Tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3137-3180.
- Dikbaş, A., Akyüz, H.S., Basmenji, M. & Kırkan, E. (2022). Earthquake history of the Gökova fault zone by paleoseismologic trenching, SW Turkey. *Natural Hazards*, 112, 2695-2716. <https://doi.org/10.1007/s11069-022-05284-0>
- Elitez, İ. & Yaltrık, C. (2014). Miocene-Quaternary geodynamics of Çameli Basin, Burdur-Fethiye Shear Zone (SW Turkey). *Geological Bulletin of Turkey*, 57(3) 41-67. <https://doi.org/10.25288/tjb.298714>
- Emre, Ö., Duman, T. Y. & Özalp, S. (2011). *1:250,000 Scale Active Fault Map Series of Turkey, Marmaris (NJ35-15) Quadrangle*. Serial Number 8, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara-Türkiye.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. & Şaroğlu, F. (2013). *Active Fault Map of Turkey with an Explanatory Text 1:1,250,000 scale*. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Special Publication Series 30.
- Hall, J., Aksu, A.E., Elitez, İ., Yaltrık, C. & Çifçi, 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. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.002>
- Herrmann, R. B. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84, 1081-1088. <https://doi.org/10.1785/0220110096>
- Howell, A., Jackson, J., Copley, A., McKenzie, D. & Nissen, E. (2017). Subduction and vertical coastal motions in the eastern Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 211(1), 593-620. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx307>
- Kaymakçı, N., Langereis, C., Özkaptan, M., Özacar, A. A., Gülyüz, E., Uzel, B. & Sözbilir, H. (2018). Paleomagnetic evidence for upper plate response to a STEP fault, SW Anatolia. *Earth and Planetary Science Letters*, 498, 101-115. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.06.022>
- Kılıç, T., Kartal, R. F., Kadirioğlu, F. T., Duman, T. Y. & Özalp, S. (2017). Türkiye ve yakın çevresi için düzenlenmiş moment tensor (1906-2012) kataloğu Mw=4,0). T. Y. Duman (Ed.), *Türkiye Sismotektonik Haritası, Özel Yayınlar Serisi-34*, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.
- Koçyiğit, A. & Özacar, A. (2003). Extensional neotectonics regime through the NE edge of the outer Isparta angle, SW Turkey: New field and seismic data. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 67-90.
- 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.
- Marrett, R. & Allmendinger, R. W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973-986.
- McKenzie, D. (1970). Plate Tectonics of the Mediterranean Region. *Nature*, 226, 239-243.
- McKenzie, D. (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- Nissen, E., Cambaz, M. D., Gaudreau, E., Howell, A., Karasözen, E. & Savidge, E. (2022). A reappraisal of active tectonics along the Fethiye - Burdur trend, southwestern Turkey. *Geophysical Journal International*, 230(2), 1030-1051. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac096>

- Ocakoğlu, N. (2012). Investigation of Fethiye-Marmaris Bay (SW Anatolia): seismic and morphologic evidences from the missing link between the Pliny Trench and the Fethiye-Burdur Fault Zone. *Geo-Marine Letters*, 32, 17-28. <https://doi.org/10.1007/s00367-011-0234-2>
- Ocakoğlu, N., Nomikou, P., İşcan, Y., Loreto, M.F. & Lampridou, D. (2018). Evidence of extensional and strike-slip deformation in the offshore Gökova-Kos area affected by the July 2017 MW6.6 Bodrum-Kos earthquake, eastern Aegean Sea. *Geo-Marine Letters*, 38, 211-225. <https://doi.org/10.1007/s00367-017-0532-4>
- Över, S., Pınar, A., Özden, S., Yılmaz, H., Ünlügenç, U. C. & Kamacı, Z. (2010). Late Cenozoic stress field in the Çameli basin, SW Turkey. *Tectonophysics*, 492, 60-72.
- Özbakır, A. D., Şengör, A. M. C., Wortel, M. J. R. & Govers, R. (2013). The Pliny-Strabo trench region: A large shear zone resulting from slab tearing. *Earth and Planetary Science Letters*, 375, 188-195.
- Özkaptan, M., Kaymakçı, N., Langereis, C. G., Gülyüz, E., Özacar, A. A., Uzel, B. & Sözbilir, H. (2018). Age and kinematics of the Burdur Basin: inferences for existence of the Fethiye - Burdur Fault Zone in SW Anatolia (Turkey). *Tectonophysics*, 744, 256-274. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.009>
- Papazachos, B. C. & Comninakis, P. E. (1971). Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc. *Journal of Geophysical Research*, 76, 8517-8533.
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S., Vernant, P. (2010). Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. *Tectonophysics*, 488, 22-30.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R., ... Karam, G. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa - Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 111(B5), Article B05411. <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Seyitoğlu, G., Aktuğ, B., Esat, K. & Kaypak, B. (2022a). Neotectonics of Turkey (Türkiye) and surrounding regions: a new perspective with block modelling. *Geologica Acta*, 20, 1-21. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2022.20.4>
- Seyitoğlu, G., Tunçel, E., Kaypak, B., Esat, K. & Gökkaya, E. (2022b). The Anatolian Diagonal: a broad left-lateral shear zone between the North Anatolian Fault Zone and the Aegean/Cyprus Arcs. *Geological Bulletin of Turkey*, 65(2), 93-116. <https://doi.org/10.25288/tjb.1015537>
- Shaw, B. & Jackson, J. (2010). Earthquake mechanisms and active tectonics of the Hellenic subduction zone. *Geophysical Journal International*, 81, 966-984.
- Tanülkü, E., Güvenli, B., Bilgiç, T., Koca, B. & Kaypak, B. (2022). Source parameters of the Gulf of Gökova and surrounding earthquakes. In K. Esat & S. Akiska (Eds.), 74th Geological Congress of Turkey, Abstracts Book (pp.: 399). Chamber of Geological Engineers of Turkey Publications, Ankara.
- Taymaz, T., Jackson, J. & Westaway, R. (1990). Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete. *Geophysical Journal International*, 102, 695-731.
- ten Veen, J. H., Woodside, J. M., Zitter, T. A. C., Dumont, J. F., Mascle, J. & Volkonskaia, A. (2004). Neotectonic evolution of the Anaximander Mountains at the junction of the Hellenic and Cyprus arcs. *Tectonophysics*, 391, 35-65.
- ten Veen, J. H., Boulton, S. J. & Alçiçek, M. C. (2009). From palaeotectonics to neotectonics in the Neotethys realm: The importance of kinematic decoupling and inherited structural grain in SW Anatolia (Turkey). *Tectonophysics*, 473, 261-281.
- Tiryakioğlu, İ., Floyd, M., Erdoğan, S., Güral, E., Ergintav, S., McClusky, S. & Reilinger, R. (2013). GPS Constraints on active deformation in the Isparta Angle region of SW Turkey. *Geophysical Journal International*, 195(3), 1455-1463. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt323>
- Tosun, L., Avşar, U., Avşar, Ö., Dondurur, D. & Kaymakçı, N. (2021). Active tectonics and kinematics of Fethiye – Göcek Bay, SW Turkey: Insight about the eastern edge of Pliny-Strabo Trenches. *Journal of Structural Geology*, 145, Article 104287. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104287>



Evidence for High-Angle Origin of the Alaşehir Detachment Fault and Layer-Parallel Shortening During Miocene Time in Alaşehir Graben, Western Anatolia
Alaşehir Grabenindeki Alaşehir Sıyrılma Fayının Yüksek Açılı Kökeni ve Miyosen Döneminde Tabaka-Paralel Kısalmaya İlişkin Kanıtlar, Batı Anadolu, Türkiye

Fatih Şen^{1,2,*}, Serdal Karaağaç¹, Ümitcan Erbil³

¹ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul Üniversitesi, TR34116 Fatih, İstanbul, Turkey

² Present address: Toprak-89 Evleri No: 5, TR17800 Lapseki, Çanakkale, Turkey

³ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul Teknik Üniversitesi, TR34469, İstanbul, Turkey

*This paper is respectfully dedicated to geologist **Hakan Ağırbaş**, who is the corresponding author's colleague from İstanbul University with whom he worked for years, on the occasion of the first detailed geological and tectonic mapping in the Alaşehir area between Gökçealan and Tahtacı.*

• Geliş/Received: 22.06.2023 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 30.10.2023 • Kabul/Accepted: 02.11.2023
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 13.12.2023 • Baskı/Printed: 30.01.2024

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Abstract: Western Anatolia is a well-known continental extension province in the world. The most distinctive structural elements of the region are E-W trending grabens. The Alaşehir Graben forms the boundary between the northern and central parts of the Menderes Massif. It trends E-W from Ahmetli to Turgutlu and NW-SE from Salihli to Alaşehir. This paper documents the outcomes of fieldwork along the southern margin of the Alaşehir Graben between the Salihli and Alaşehir areas.

The tectonostratigraphy of the southern margin of the Alaşehir Graben is divided into the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment fault. The footwall comprises the Bayındır and Bozdağ Nappes and the syn-extensional Salihli granitoid intruding the Bayındır Nappe. The hanging wall consists of the Çine Nappe and Neogene-Quaternary sedimentary rocks, and Miocene fills tectonically overlying the Çine Nappe, which is above the Alaşehir detachment fault in the Alaşehir area.

Structural data show three types of master fault sets, including (i) the low-angle Alaşehir detachment fault, which is composed of cataclastic rocks; (ii) low-angle normal faults, which are devoid of any cataclastic rocks; and (iii) Plio-Quaternary high-angle normal faults cutting them. Two different low-angle normal faults were coeval and active during the Miocene, and low-angle normal faults were synthetic and antithetic faults of the Alaşehir detachment fault. Their initial position was high-angle and the original position had 55°-75° dip during the Miocene. In the Salihli and Alaşehir segments, several major fold geometries are defined in the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment fault. The fold axis is NE-trending and plunges mainly northeast in the Salihli segment in the footwall of the Alaşehir detachment fault. The other is ~ E-W-trending and plunges mainly west in the Alaşehir segment in the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment fault. They are associated with extensional structures formed by layer-parallel shortening during the Miocene. The Alaşehir detachment fault, as indicated by the difference in fold axes between the Salihli and Alaşehir segments, was cut and back-rotated by Plio-Quaternary high-angle normal faults and tilted to the south.

Keywords: Alaşehir detachment fault, Alaşehir Graben, fold axis, low- and high-angle normal faults, slickenside, stretching lineation, Western Anatolia.

Öz: Batı Anadolu, dünyada iyi bilinen kıtasal gerilmeye sahip bir alanıdır. Bölgenin en belirgin yapısal elemanları D-B doğrultulu grabenlerdir. Alaşehir Grabeni, Menderes Masifi'nin kuzey ve orta kesimleri arasındaki sınırı oluşturur. Ahmetli'den Turgutlu'ya kadar D-B gidişli, Salihli'den Alaşehir'e kadar ise KB-GD gidişlidir. Bu makale, Salihli ve Alaşehir alanları arasındaki Alaşehir Grabeni'nin güney kenarı boyunca yapılan arazi çalışmasının sonuçlarını belgelemektedir.

Alaşehir Grabeni'nin güney kenarının tektonostratigrafisi Alaşehir sıyrılma fayının taban ve tavan bloğu olarak ikiye ayrılır. Taban bloğu Bayındır ve Bozdağ Naplarını ve Bayındır Napını kesen gerilme ile eşzamanlı Salihli granitoidinden oluşur. Tavan bloğu Çine Napı ve Neojen-Kuvaterner tortul kayalardan oluşur ve Alaşehir bölgesinde Alaşehir sıyrılma fayı üzerinde yer alan Çine Napının üzerinde de Miyosen dolguları tektonik olarak yer almaktadır.

Yapısal veriler, (i) kataklastik kayalardan oluşan düşük-açılı Alaşehir sıyrılma fayı; (ii) kataklastik kayalardan yoksun olan düşük açılı normal faylar; ve (iii) bunları kesen Pliyo-Kuvaterner yüksek açılı normal faylar olmak üzere üç tip ana fay setini göstermektedir. Miyosen'de iki farklı düşük açılı normal fay eş zamanlı ve aktif olup, düşük açılı normal faylar ise Alaşehir ayrılma fayının sentetik ve antitetik faylarıdır. Başlangıç konumları yüksek açılı olup, Miyosen boyunca başlangıç konumlarının eğimleri 55°-75° arasındadır. Salihli ve Alaşehir segmentinde, Alaşehir sıyrılma fayının taban ve tavan bloğunda birçok önemli kıvrım geometrisi tanımlanmıştır. Alaşehir sıyrılma fayının Salihli segmentindeki taban bloğundaki kıvrım eksenini KD gidişlidir ve kuzeydoğuya doğru dalımlıdır. Diğer bir kıvrım eksenini ise Alaşehir sıyrılma fayının Alaşehir segmentinde taban ve tavan bloğunda ~D-B gidişlidir ve batıya doğru dalımlıdır. Bu kıvrımlar Miyosen'de tabaka-paralel kısalma ile oluşan genişlemeye bağlı yapılarla ilişkilidirler. Alaşehir sıyrılma fayı, Salihli ve Alaşehir segmentleri arasındaki kıvrım eksenleri farkından da anlaşılacağı üzere, Pliyo-Kuvaterner yaşlı yüksek-açılı normal faylar tarafından kesilerek geriye doğru döndürülmüş ve güneye doğru eğilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Alaşehir Grabeni, Alaşehir sıyrılma fayı, Batı Anadolu, düşük- ve yüksek-açılı normal faylar, kıvrım eksenini, uzama lineasyonu, fay çizik lineasyonu.

INTRODUCTION

Western Anatolia is part of the Aegean Extensional Province (AEP), which is an extensional regime driven by the complex convergence of the African and Eurasian plates (Şengör et al., 1985; Jolivet and Brun, 2010) (Figure 1a). There are five hypotheses to explain the tectonic evolution of the AEP. These include (a) the subduction roll-back along the Hellenic arc (c. 60-65 Ma; McKenzie, 1978; Le Pichon and Angelier, 1979, 1981; Mercier, 1981; Jackson and McKenzie, 1988; Meulenkaamp et al., 1988, 1994; Kiseel and Laj, 1988; Thomson et al., 1998; Jolivet and Patriat, 1999; Jolivet and Faccenna, 2000; Okay and Satır, 2000; Gessner, et al., 2013; Jolivet et al., 2013), (b) tectonic escape (c. 12-11 Ma; Dewey and Şengör, 1979; Şengör et al., 1985; Şengör, 1987; Yılmaz et al., 2000), (c) orogenic collapse-core complex (c. 29 Ma; Dewey, 1988/Middle Miocene; Seyitoğlu and Scott, 1991, 1992/Early Miocene), (d) different and small

convergence rates along the Cyprus trench (c. 30-25 Ma; Doglioni et al., 2002), and (e) episodic two-stage extension, first period: 29-5 Ma, and second period: 5 Ma-recent (Beccaleto and Stenier, 2005; Bozkurt and Rojay, 2005; Koçyiğit et al., 1999). The geology of Western Anatolia is dominated by many grabens that are filled with Miocene to Recent terrestrial clastic rocks, along with volcanic rocks and minor carbonates, as a result of widespread crustal extension that began during the Oligo-Miocene (Bozkurt, 2001; Seyitoğlu and Işık, 2015). There are two groups of Late Cenozoic grabens in western Anatolia, including (a) NNE-SSW-trending basins filled with Lower Miocene and younger siliciclastic, volcanoclastics, and volcanic rocks, and (b) E-W-trending basins filled with Lower Miocene and younger siliciclastic rocks (e.g., Şengör, 1987; Kaya, 1979; Yılmaz et al., 2000; Bozkurt, 2001; Seyitoğlu and Işık, 2015). The NNE-SSW-trending basins comprise the Gördes, Demirci,

Uşak-Güre, Selendi, and Baklan grabens that are bounded by high-angle normal faults with strike-slip components (Yılmaz et al., 2000; Bozkurt, 2001, 2003) (Figure 1b). The E-W-trending basins include the Simav, Alaşehir (or Gediz), Küçük Menderes, and Büyük Menderes grabens that are bounded by high-angle to moderately dipping normal faults, which are seismically active (Arpat and Bingöl, 1969; Eyidoğan and Jackson, 1985; Bozkurt, 2001; Çiftçi and Bozkurt, 2009, 2010; Seyitoğlu and Işık, 2015) (Figure 1b). The NNE-SSW-trending grabens form ‘hanging grabens’ in the footwalls of the E-W-trending grabens and

trapped structures and sedimentary rocks from the NNE-SSW-trending grabens are visible in seismic profiles (Yılmaz et al., 2000; Gürer et al., 2001).

Among the E-W-trending grabens, the Alaşehir Graben is the best developed in terms of structural elements and total offset along the graben-bounding structures (e.g., Bozkurt and Sözbilir, 2004; Çiftçi and Bozkurt, 2010). The graben is E-W-trending from Ahmetli to Turgutlu and NW-SE-trending from Salihli to Alaşehir (e.g., Seyitoğlu et al., 2002; Seyitoğlu and Işık, 2015) (Figure 1b).

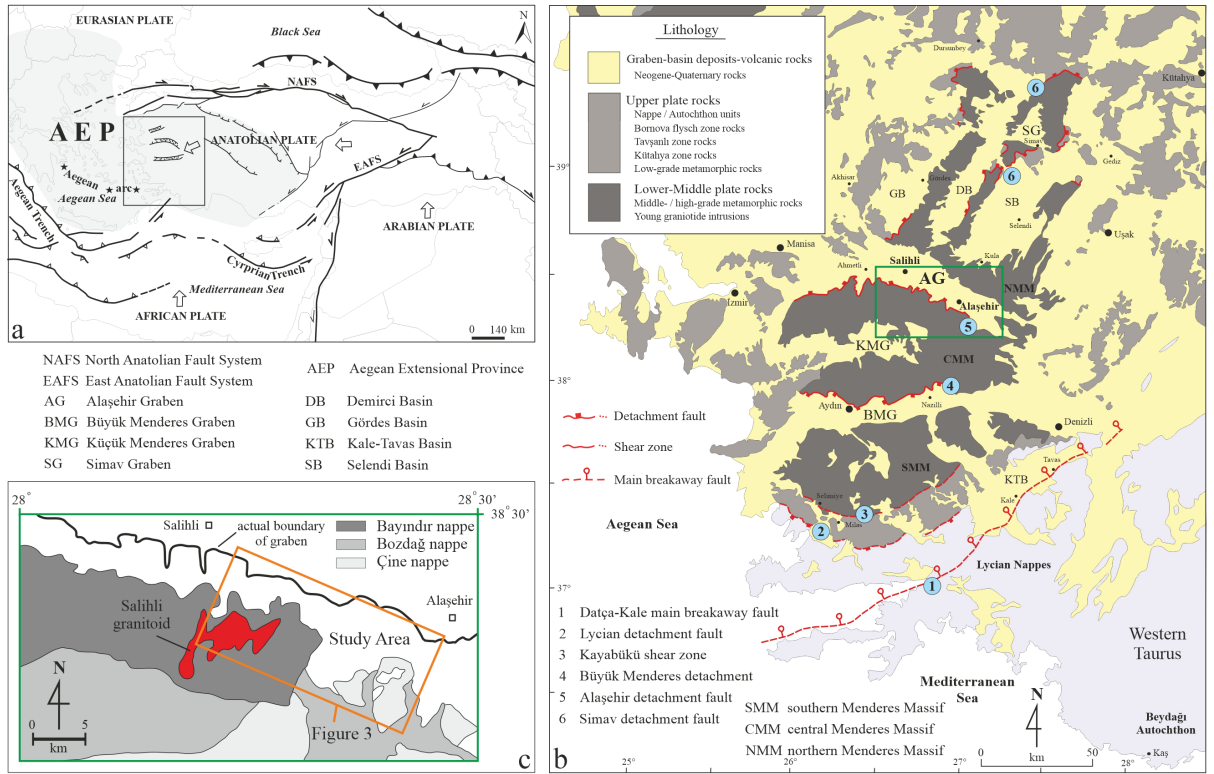


Figure 1. a) Simplified geological map of Western Anatolia showing the Aegean Extensional Province – AEP, (Bozkurt, 2001, 2007), **b)** the distribution of ~E–W-trending grabens and NE–SW-trending basins in the sub-massif of the Menderes Massif (Işık et al., 2003; Seyitoğlu and Işık, 2015) and **c)** the Bayındır-Bozdağ-Çine Nappes of the central sub-massif belonging of the Menderes Massif in the study area (Konak, 2002). The study area is also illustrated on the geological map.

Şekil 1. a) Batı Anadolu’nun Ege Genişleme Bölgesi’ni - AEP (Bozkurt, 2001, 2007), **b)** Menderes Masifi’nin alt masifi üzerindeki ~D–B gidişli grabenlerin ve KD–GB gidişli havzaların dağılımını (Işık vd., 2003; Seyitoğlu ve Işık, 2015) ve **c)** çalışma alanındaki Menderes Masifi’ne ait orta masifte yer alan Bayındır-Bozdağ-Çine Naplarını gösteren basitleştirilmiş jeoloji haritası (Konak, 2002). Çalışma alanı jeoloji haritasında da gösterilmiştir.

The evolution of the Alaşehir Graben has been the focus of much work over the past thirty years (Emre, 1990, 1996; Cohen et al., 1995; Koçyiğit et al., 1999; Yılmaz et al., 2000; Seyitoğlu et al., 2002; Bozkurt and Sözbilir, 2004; Çemen et al., 2005; Purvis and Robertson, 2005; Çiftçi and Bozkurt, 2008; 2009, 2010; Öner and Dilek, 2011; Seyitoğlu and Işık, 2015). However, the development of the Alaşehir Graben has remained controversial, mainly on the basis of tectonic/structural and stratigraphic inferences. Different researchers stated that extension in the Alaşehir Graben was initiated in the latest Oligocene–early Miocene time and formed in two different deformation types; (1) the latest Oligocene–Miocene core-complex formation in the footwall of the present low-angle normal faults, and (2) the post-Miocene actual graben formation as a result of Plio-Quaternary high-angle normal faults (Bozkurt and Sözbilir, 2004; Seyitoğlu and Işık, 2015 and references therein). A major debate has remained unresolved as to whether the two distinct styles developed continuously without a temporal break (Seyitoğlu et al., 2000, 2002, 2004), or episodically, with more than one phase of expansion separated by periods of contraction (Koçyiğit et al., 1999; Yılmaz et al., 2000; Bozkurt and Sözbilir, 2004; Çiftçi and Bozkurt, 2008; 2009, 2010) and tectonic quiescence (Emre, 1990, 1996) during the Pliocene.

The southern margin of the Alaşehir Graben is bounded by the Alaşehir detachment fault¹, which contains cataclastic rocks. This is the surface of the Alaşehir detachment fault, which is exposed for ~150 km from Turgutlu to Alaşehir and dips to the north at a low-angle (10°–20°) (e.g., Emre, 1990, 1996; Işık et al., 2003). There are two

different views regarding the tectonic evolution of the Alaşehir detachment fault. One group supports high-angle normal faults with domino-style faulting or listric faulting during the same deformation time as the low-angle detachment surface, which means a single extensional period (e.g., Seyitoğlu et al., 2002). The other group supports cutting relationships between the low-angle detachment surface and high-angle normal faults, which indicates two phases of extension (e.g., Bozkurt and Sözbilir, 2004).

The Alaşehir Graben has key meaning because it includes all the aspects of the geology of Western Anatolia, mainly evidence for distinct structural elements. The detailed stratigraphy and structure of Miocene and post-Miocene grabens in the Alaşehir Graben must be well documented in terms of depositional and extensional or deformational patterns. In this way, it can be determined whether the evolution of extension in the Alaşehir Graben, especially Western Anatolia, is continuous or episodic. In order to contribute to these discussions of the Alaşehir Graben, datasets of Fatih Şen and Hakan Ağırbaş, who worked in the field for three months in the summer of 2003 and prepared their BSc theses in 2004 and 2006 in the Alaşehir Graben (Western Anatolia), are presented. Öner and Dilek (2011) showed that these datasets, which they published by writing an erratum (Öner and Dilek, 2012) to the Geological Society of America Bulletin, belong to Şen (2004) and Ağırbaş (2006) and shared them with the entire earth sciences community. In this paper, the stratigraphy and structure of the Alaşehir Graben were reconstructed with a new perspective by using the stratigraphic and structural datasets of Şen (2004) and Ağırbaş (2006).

GEOLOGICAL FRAMEWORK OF THE ALAŞEHİR GRABEN

The Alaşehir Graben forms the boundary between the northern and central parts of the Menderes

¹ The N-facing Alaşehir detachment fault in the Alaşehir Graben in the northern sector corresponds to the S-facing Büyük Menderes detachment fault, developing the Bayındır Nappe and Çine Nappes (Gessner, 2000) in the Büyük Menderes Graben in the southern sector of the Aegean Extensional Province (e.g., Ring et al., 1999; Bozkurt, 2000, 2001; Seyitoğlu and Işık, 2015).

Massif (e.g., Bozkurt and Sözbilir, 2004; Seyitoğlu and Işık, 2015) (Figure 1b). The study area is the northern part of the central sub-massif of the Menderes Massif, which is exposed from Salihli to Alaşehir at the southern margin of the Alaşehir Graben (e.g., Ring et al., 1999; Bozkurt, 2007; Seyitoğlu et al., 2014) (Figure 1b-c). The central sub-massif of the Menderes Massif consists of a nappe pile including the Bayındır, Bozdağ and Çine Nappes that formed during the late Precambrian to early Cambrian and early Cenozoic (e.g., Ring et al. 1999; Dora et al., 2001; Candan et al., 2016) (Fig. 1c). The emplacement of the nappes occurred during the early Eocene (e.g., Gessner, 2000). The Bayındır Nappe is structurally the lowest and consists of schists alternating with paragneiss of greenschist- to amphibolite facies (Dora et al., 2001; Erdoğan and Güngör, 2004). The Bozdağ Nappe is represented by amphibolite facies garnet-mica schists (Gessner et al., 2001). The Çine Nappe consists mainly of amphibolite to granulite facies orthogneisses intruding schist and marble alternating with metabasite (Oberhänsli et al. 1997; Candan et al. 2001).

The Alaşehir Graben formed as a half-graben with an active southern margin during the early to late Miocene, and it evolved into an asymmetric graben as a consequence of younger post-Miocene normal faulting at its northern and southern edges (Çiftçi and Bozkurt, 2009, 2010; Şengör and Bozkurt, 2012). The tectono-stratigraphy of the southern edge of the Alaşehir Graben consists of the Bayındır-Bozdağ-Çine Nappes and syn-extensional Middle Miocene Salihli granitoid (c. 15 Ma; Glodny and Hetzel, 2007) in the footwall of the detachment and Neogene-Quaternary graben fill in the hanging wall of the detachment. These units are separated by the Alaşehir detachment fault (e.g., Seyitoğlu et al., 2002; Bozkurt and Sözbilir, 2004; Seyitoğlu and Işık, 2015) (Figure 2).

There are many inconsistencies in the interpretation of the depositional age of the

graben fills, although the Neogene-Quaternary stratigraphy of the Alaşehir Graben has been studied in considerable detail (Figure 2). New names given by the researchers have not been accurately compared with formations mentioned in previous studies due to a lack of detailed mapping. The difficulty of correlation has therefore led to the proposal of several stratigraphic schemes for the graben. It is not obvious whether the correlations are as reliable as suggested due to lateral and vertical facies variations in the fill. Hence, the difficulties of both stratigraphic and structural approaches are even more problematic for the Alaşehir Graben. The graben fills along the southern edge of the Alaşehir Graben can be grouped into three lithological assemblages based on several columnar sections (Figure 2). These include **(a)** Lower-Middle Miocene fills consisting of shale alternating with limestone (Alaşehir Formation, Seyitoğlu et al., 2002), **(b)** Upper Miocene-Upper Pliocene sandstones and mudstones alternating with conglomerate (Acidere and Göbekli Formations of Emre, 1990; Kurşunlu Formation of Seyitoğlu et al., 2002 and Çaltılık and Gediz Formations of Çiftçi and Bozkurt, 2009) and **(c)** an unconformably overlying, Plio-Quaternary semi-lithified sandstone and conglomerate (Asartepe Formation of Emre, 1990; Sart Formation of Seyitoğlu et al., 2002 and Kalatepe Formation of Çiftçi and Bozkurt, 2009) (Figure 2).

The faults along the southern edge of the Alaşehir Graben are mainly grouped into three types. **(a)** The E-W-trending, N-dipping (0° to 32°), presently low-angle normal/detachment fault (Allahdiyen fault; Emre, 1990; Karadut fault; Emre, 1996; Emre and Sözbilir, 1997; Çamköy detachment; Koçyiğit et al., 1999; Gediz detachment; Lips et al., 2001; Sözbilir, 2001; Yılmaz et al., 2000; Kuzey detachment; Gessner et al., 2001; Ring et al., 2003 and Alaşehir detachment; Işık et al., 2003).

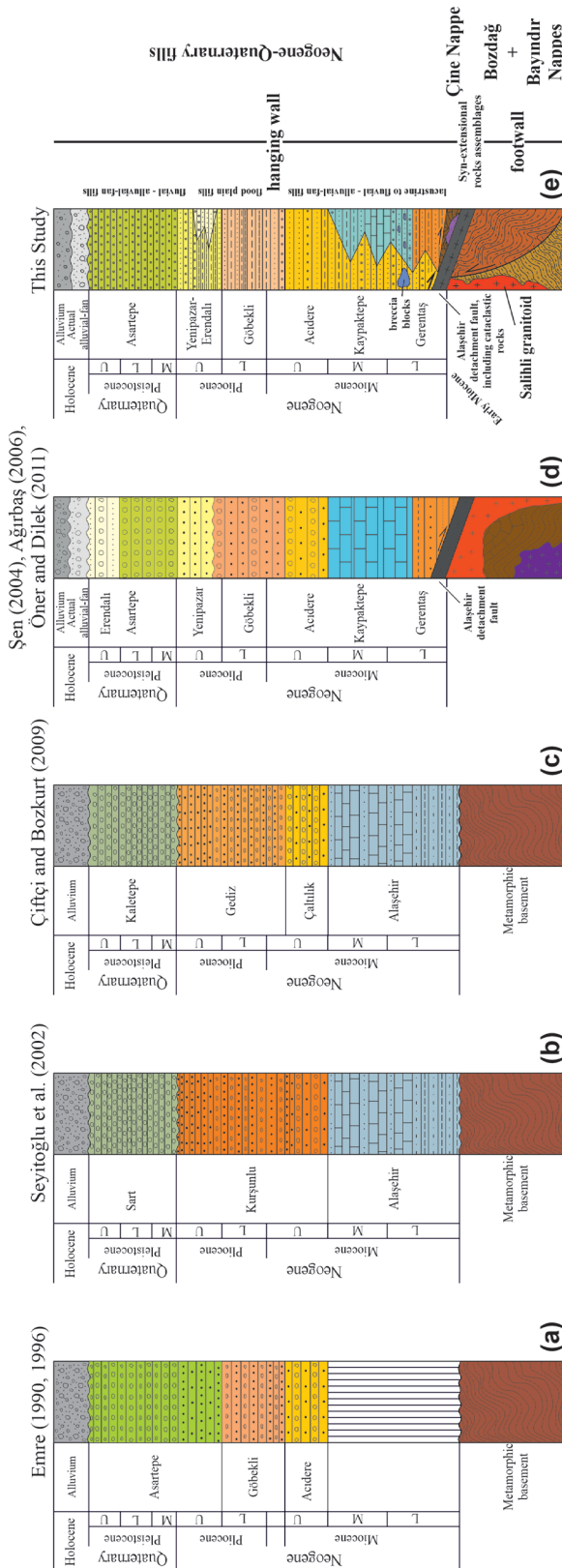


Figure 2. Stratigraphy of the southern margin of the Alaşehir Graben in the study area and its correlation with the most recent literature. **(a)** Emre (1990, 1996), **(b)** Sevitoglu et al. (2002), **(c)** Çiftçi and Bozkurt (2009), **(d)** Şen (2004), Ağırbaş (2006), Öner and Dilek (2011), **(e)** This study.

Şekil 2. Alaşeliir Grabeni' nin çalışma alanındaki güney kenarının stratigrafisi ve güncel literatür ile ilişkisi. **(a)** Emre (1990, 1996), **(b)** Seyitoğlu vd., (2002), **(c)** Ciftci ve Bozkurt (2009), **(d)** Şen (2004), Ağırbaş (2006), Öner ve Dilek (2011), **(e)** Bu çalışma.

The footwall of the Alaşehir detachment consists of high-grade metamorphic rocks of the Menderes Massif and the syn-extensional Salihli granitoid intruding them (Emre, 1990; Hetzel et al., 1995a & b; Glodny and Hetzel, 2007; Seyitoğlu and Işık, 2015). They exhibit the effects of ductile and brittle deformation, and are represented by a 60-150 m thick mylonitic and cataclastic zone as a result of the deep-seated part of the fault approaching the surface (e.g. Işık et al., 2003). The Alaşehir detachment fault consists of the Salihli and Alaşehir segments. It has a convex-upward morphology, which was described as a turtleback surface in the Salihli segment (Çemen et al., 2005; Seyitoğlu et al., 2014). Large-scale corrugations are interpreted to have formed nearly NNE-SSW-trending antiform and synform structures in the footwall of the detachment during ongoing movement (Sözbilir, 2001). Low-angle normal faults without cataclastic rocks in the Alaşehir area between Gökçealan and Tahtacı are thought to correspond to the Alaşehir detachment fault, which has turtle-back surfaces at Horzum in the Salihli area (Seyitoğlu et al., 2002, 2014; Bozkurt and Sözbilir, 2004; Çiftçi and Bozkurt, 2009). **(b)** NNE-SSW-trending, E- and W-dipping (85° to 60°) oblique-slip scissor or hinge faults. It is claimed these faults are observed within the approximately NNE-SSW trending stream valleys and are mostly preserved in the Salihli segment of the Alaşehir detachment fault (Öner and Dilek, 2011, 2013). They also have reverse fault components (Öner

and Dilek, 2011). **(c)** E-W-trending, N-dipping ($\geq 40^\circ$) modern graben-bounding normal faults of different sizes with a graben-facing step-like pattern dominated by first-order major and second-order synthetic to antithetic faults (e.g., Bozkurt and Sözbilir, 2004; Çiftçi and Bozkurt, 2009). They juxtapose the Miocene graben fills with either metamorphic rocks of the Menderes Massif or Plio-Quaternary graben fills and separate older rock assemblages from alluvial fan and graben floor fills (e.g., Bozkurt and Sözbilir, 2004). The alluvial fans and alluvium of the Alaşehir Graben are cut by the Yenipazar-Dereköy faults, which are actual graben-bounding normal major faults, and caused the Alaşehir earthquake of 28 March 1969 ($M=6.9$), which formed a $N50^\circ-85^\circ W$ trending surface rupture 30-35 km in length (Arpat and Bingöl, 1969; Eyidoğan and Jackson, 1985). The Yenipazar-Dereköy faults are synthetic faults of the Keserler fault, which is a major high-angle normal fault in the southern part of the Alaşehir Graben (e.g. Emre, 1990, 1996; Sözbilir, 2001), based on a seismic reflection profile (Çiftçi and Bozkurt, 2009, 2010).

The folds along the southern margin of the Alaşehir Graben are essentially grouped into two types. **(a)** A series of broad E-W-trending broad anticlines and synclines with fold axes sub-parallel to the graben bounding faults, deforming only Miocene fills. Koçyiğit et al. (1999) first reported folds in the Miocene deposits of the Alaşehir Graben and assumed a horizontal position for the Plio-Quaternary fills above an angular unconformity. They attributed the mentioned folds to north-south shortening as a result of a presumed short-lived north-south compression on a regional scale during the Late Miocene to Early Pliocene. Seyitoğlu et al. (2000) attributed these folds to the movement of Miocene fills over listric normal faults, forming drag folds and roll-over anticlines during ongoing extension. The formation of these folds observed in Miocene deposits depends on the movement of the Plio-

Quaternary high-angle normal faults, which means that the effects of regional compression are absent (e.g., Seyitoğlu, 1999). **(b)** A series of narrow N-S-trending broad anticlines and synclines with axes sub-perpendicular to the modern graben, deforming only Miocene fills. Çiftçi and Bozkurt (2008) discovered the folds together with minor reverse faults in Lower-Middle Miocene fills in a narrow space in the Alaşehir Graben, and stated that these structures indicate $\sim N-S$ direction of compression forming contractional deformation as proposed by Koçyiğit et al. (1999). However, their limited distribution prevents them from being confidently related to regional deformation. Şengör and Bozkurt (2012) stated that these folds are related to extensional structures formed by layer-parallel shortening, as there is no episode of erosion between the superposed structures² in the Lower-Middle Miocene fills found by Çiftçi and Bozkurt (2008).

RESULTS OF GEOLOGICAL MAPPING IN THE SOUTHERN MARGIN OF THE ALAŞEHİR GRABEN

Geological mapping and structural analyses were undertaken on the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment fault along the southern edge of the Alaşehir Graben located between Salihli and Alaşehir based on the studies conducted by Şen (2004) and Ağırbaş (2006) in the summer of 2003 (Figure 2e, 3 & 4). The mapping study was carried out without examining

2 Superposed folds are complex folds formed by the superimposition of an early fold set with one or more later fold sets. The resulting fold geometry is referred to as a fold interference pattern. Superposed folds can form during a single deformation event or during different deformation events in a single orogeny (Bhattacharya, 2022). During superposed deformation, an early fold (F_1) can either tighten or open out. Opening out is possible if there is bulk extension across the axial plane of F_1 during the second deformation (F_2). The theoretical model suggests that the rate of opening is largely controlled by the initial tightness of the fold.

previous studies (Şen, 2004; page of 7; Ağırbaş, 2006; page of 12). During the geological mapping studies, rock stratigraphic units were established by tracing contacts. To establish the stratigraphy, the relationship between the unit boundaries was examined and to determine the structural positions of each unit, structural elements (bedding positions, fault planes, fault lineations, extension lineations, foliation planes) were measured from the observation points and recorded on the map using a Brunton brand compass. A minimum of 10 measurements were made per square kilometer. The results of these studies are briefly explained below.

Stratigraphic Correlation

The tectonostratigraphy of the southern margin of the Alaşehir Graben is represented by the Bayındır-Bozdağ Nappes and the syn-extensional Salihli granitoid intruding the Bayındır Nappe and cataclastic rocks in the footwall of the Alaşehir detachment fault, and the Çine Nappe and the Neogene-Quaternary fills in the hanging wall of the Alaşehir detachment fault based on the geological map and cross-sections (Figure 3 & 4). The Miocene fills were also deposited above the Çine Nappe, which overlies the Alaşehir segment of the Alaşehir detachment fault, and contacts are structural elements comprising low-angle normal faults in the Alaşehir area (Figure 4 & 5).

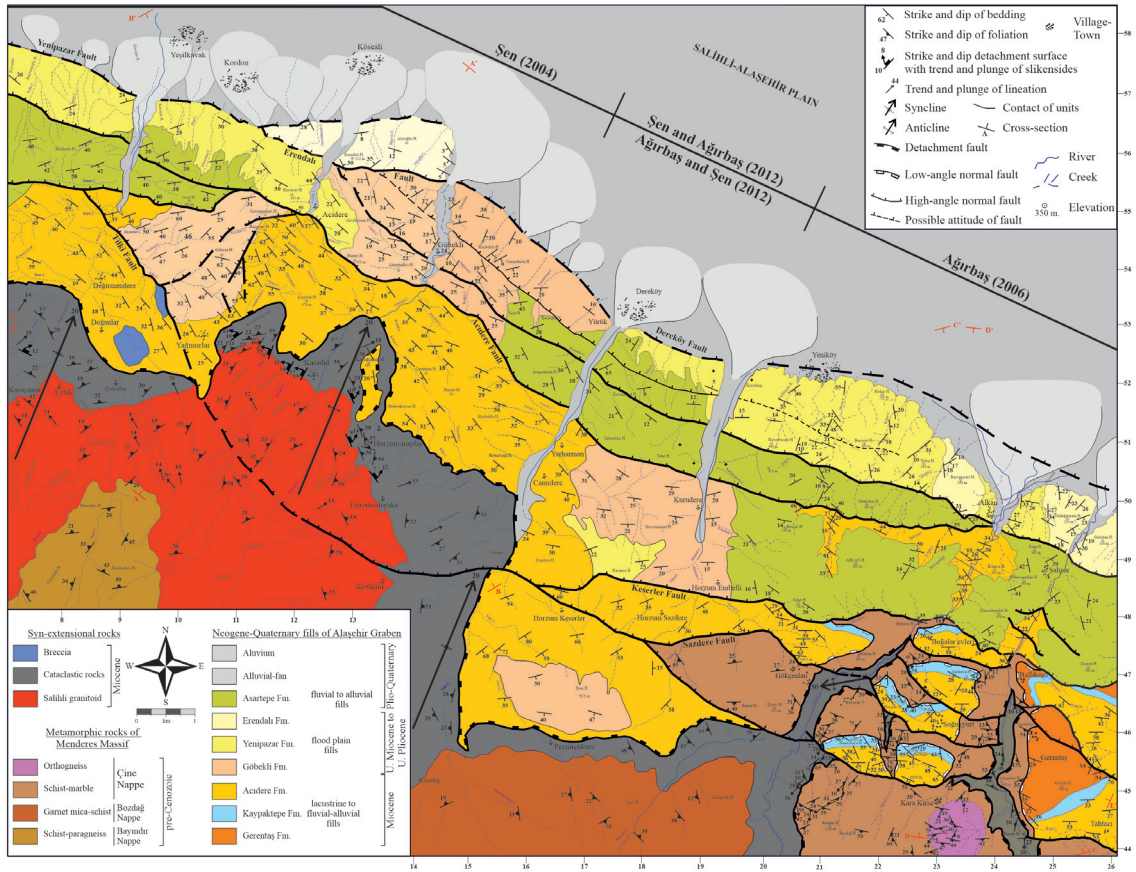


Figure 3. Geological map of the southern margin of the Alaşehir Graben in the area between Karaçamur in the Salihli area and Tahtacı in the Alaşehir area (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006; Şen and Ağırbaş, 2012; Ağırbaş and Şen, 2012).

Şekil 3. Salihli’de Karaçamur ile Alaşehir’de Tahtacı arasında kalan alandaki Alaşehir Grabeni’nin güney kenarının jeolojik haritası (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006; Şen ve Ağırbaş, 2012; Ağırbaş ve Şen, 2012).

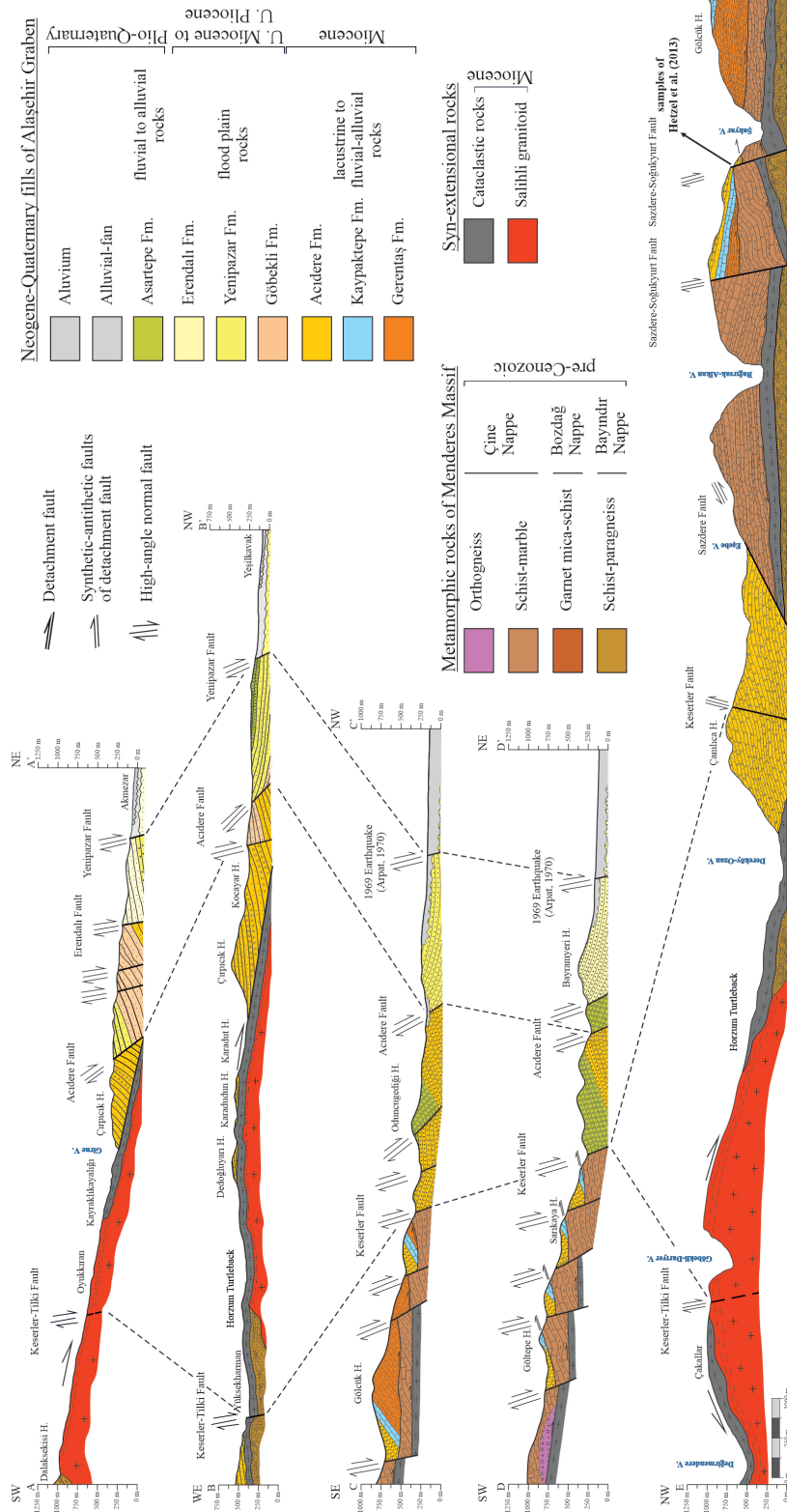


Figure 4. Geological cross-sections of the southern margin of the Alaşehir Graben (Şen, 2004 for A-A' and B-B; Ağırbaş, 2006 for C-C' and D-D'; Şen and Ağırbaş (2012) and Ağırbaş and Şen (2012) for E-E' cross-sections). See Figure 3 for the location of cross-sections in the study area. Note that the E-E' section is perpendicular to the other sections and approximately parallel to the Alaşehir Graben.

Şekil 4. Alaşehir Grabeni güney kenarındaki jeolojik kesitler (A-A' ve B-B' için Şen, 2004; C-C' ve D-D' için Ağırbaş, 2006; E-E' kesiti için Şen ve Ağırbaş (2012) ve Ağırbaş ve Şen (2012)' den alınmıştır. Çalışma alanındaki enine kesitlerin konumu için Şekil 3'e bakınız. E-E' kesitinin diğer kesitlere dik ve Alaşehir Grabeni'ne yaklaşık olarak paralel olduğunu unutmayın.

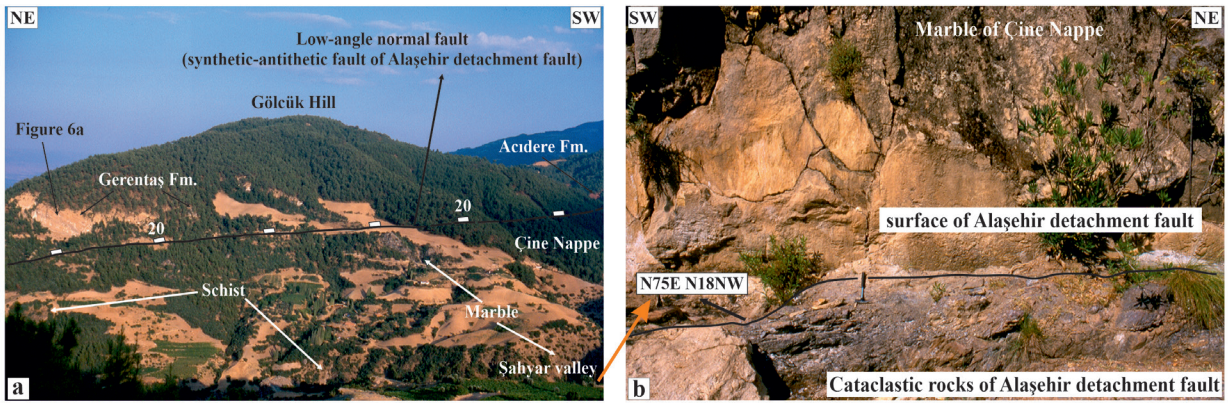


Figure 5. Outcrop views of (a) the Gerentaş Formation tectonically overlying the Çine Nappe, which is structurally located above the Alaşehir detachment fault and (b) the Çine Nappe located above the Alaşehir detachment fault along the Şahyar valley (35S 0624603/4242398) (Ağırbaş, 2006).

Şekil 5. (a) Alaşehir sıyrılma fayı üzerinde yapısal olarak yer alan Çine Napını tektonik olarak örten Gerentaş Formasyonunun ve (b) Şahyar vadisi boyunca Alaşehir sıyrılma fayı üzerinde yer alan Çine Napı'nın (35S 0624603/4242398) mostra görüntüleri (Ağırbaş, 2006).

The graben fills (>3000 m: Çiftçi and Bozkurt, 2010; Ağırbaş and Şen, 2012) are mainly exposed along the southern edge of the graben and consist of terrestrial clastic sedimentary rocks and semi-lithified deposits that extend from the Miocene to the Plio-Quaternary without any unconformity (Figure 2e, 6 & 7). They consist of Miocene fills (Gerentaş-Kaypaktepe-Acidere Formations), Upper Miocene-Upper Pliocene fills (Göbekli-Yenipazar-Erendalı Formations) and Plio-Quaternary fills (Asartepe Formation) (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006) (Figure 2e). The nomenclature and contents of the graben fills along the southern margin of the Alaşehir Graben were interpreted by different researchers (e.g., Emre, 1990, 1996; Seyitoğlu et al., 2002; Çiftçi and Bozkurt, 2009; Öner and Dilek, 2011) (Figure 2a & d). The generalized columnar section presented in this paper is the dataset from two BSc theses conducted by Şen (2004) and Ağırbaş (2006).

The Alaşehir Graben sequence begins at the base with the Gerentaş Formation, which consists of red shale alternating with conglomerate-sandstone-mudstone overlain by red mudstone

and conglomerate with limestone interbeds of the Kaypaktepe Formation (Ağırbaş, 2006) (Figure 3 & 6). Ağırbaş (2006) stated that the two units correspond to the Alaşehir Formation in previous studies (Seyitoğlu et al., 2002; Çiftçi and Bozkurt, 2009) (Figure 2b & c). They were deposited in a lacustrine and fan-delta depocenter (e.g., Seyitoğlu et al., 2002) tectonically overlying the Çine Nappe, which is structurally located above the Alaşehir segment of the Alaşehir detachment fault (Ağırbaş, 2006) (Figure 3 & 5). Their depositional age is Early-Middle Miocene based on the Eskişehir sporomorph association (Ediger et al., 1996; Şen and Seyitoğlu, 2009). They pass laterally and vertically into alluvial-fan and fluvial deposits consisting of red and gray mudstone-sandstone alternating with conglomerate called the Acidere Formation of Middle to Upper Miocene age (Ediger et al., 1996; Emre, 1996). However, breccias belonging to the Salihli segment of the Alaşehir detachment fault in the lower beds of this deposit correspond to breccias of the Kaypaktepe Formation (Ağırbaş, 2006) (Figure 6b & e). This result shows that the lower age of the Acidere

Formation is Lower Miocene, overlying the Bayındır Nappe in the Salihli segment of the Alaşehir detachment fault (Şen, 2004) (Figure 2 & 4). Şen (2004) also defined the Acıdere Formation as corresponding to the Çaltılık Formation (Çiftçi and Bozkurt, 2009) or the lower levels of the Kurşunlu Formation (Seyitoğlu et al., 2002) (Figure 2b, c & e). The Acıdere Formation conformably continues with the Göbekli Formation including light red and gray mudstone, sandstone and conglomerate (Figure 2e). It was deposited in a flood plain (Emre, 1990; Şen, 2004) during the late Miocene to early Pliocene (Emre, 1996; Purvis and Robertson, 2005). It grades vertically into the Yenipazar Formation, which consists of fine-grained clastics of floodplain deposits interbedded with peat laminations that laterally pass into the Erendalı Formation comprising fine- and coarse-grained clastics from channel fills in the floodplain (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006; Ağırbaş and Şen, 2012) (Figure 2e & 7). The age is Upper Pliocene (Sarica, 2000). Şen (2004) stated that the Göbekli-Yenipazar-Erendalı Formations correspond to the Gediz Formation (Çiftçi and Bozkurt, 2009) or the upper levels of the Kurşunlu Formation (Seyitoğlu et al., 2002) (Figure 2b & c) and they correspond to the lower levels of the Asartepe Formation (Emre, 1990, 1996) (Figure 2a) in previous studies. The Yenipazar Formation is conformably overlain by coarse-grained clastics of fluvial to alluvial-fan deposits termed the Asartepe Formation (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006) (Figure 2e & 7e). The age is Plio-Quaternary as the upper levels of the Yenipazar Formation are Upper Pliocene according to Sarica (2000) (Figure 2).

Faults

Three types of major faults are observed from Salihli to Alaşehir on the southern margin of the Alaşehir Graben.

(a) The southern margin of the Alaşehir Graben is bordered by a predominantly E-W striking, N-dipping and low-angle (8° - 20°) Alaşehir detachment fault (Figure 3, 4, 8a & 9a). The Alaşehir detachment fault is represented by the structural juxtaposition of underlying high-grade metamorphic rocks of the Menderes Massif and overlying Miocene fills. The footwall of the Alaşehir detachment fault crops out over an area of ~ 13 km² and consists of high-grade metamorphic rocks of the Bayındır and Bozdağ Nappes and the syn-extensional Salihli granitoid intruding the Bayındır Nappe. The hanging wall of the Alaşehir detachment fault includes the Çine Nappe and Neogene-Quaternary fills (Figure 3 & 4). The Miocene graben fills that tectonically overlie the Çine Nappe lie above the Alaşehir segment of the Alaşehir detachment fault (Figure 3 & 5). The turtleback surfaces at Horzum in the Salihli segment correspond to the bottom of the Bağrsak-Alkan and Şahyar valleys in the Alaşehir segment of the Alaşehir detachment fault (Figure 3 & 4).

(b) Low-angle (5° - 30°) normal faults have E-W strike and N- and S-dip (Figure 3 & 8b) and crosscut both metamorphic rocks belonging to the Çine Nappe and the Miocene graben fills, except for the Göbekli Formation (Figure 3, 4, 9b, & 10b, c). They are similar to the movement and geometry of the Alaşehir detachment fault that lies beneath the Miocene graben fills; however, these low-angle normal faults differ from the detachment fault because they do not crosscut the Alaşehir detachment fault (Figure 3 & 4). These faults, without cataclastic rocks, are generally observed in NNE-SSW valleys, as in the Kısıkdere valley in the Salihli area and in the Tekedören valley in the Alaşehir area (Figure 9a & 10c). Low-angle normal faults dip to the south in the Haneykaya and Göltepe hills in the Alaşehir area (Figure 3, 4, 8b & 10c). In addition, they do not crosscut the Upper Miocene-Upper Pliocene Göbekli-Yenipazar-Erendalı Formations, representing floodplain deposits (Figure 3, 4, 9b, 10b & c).

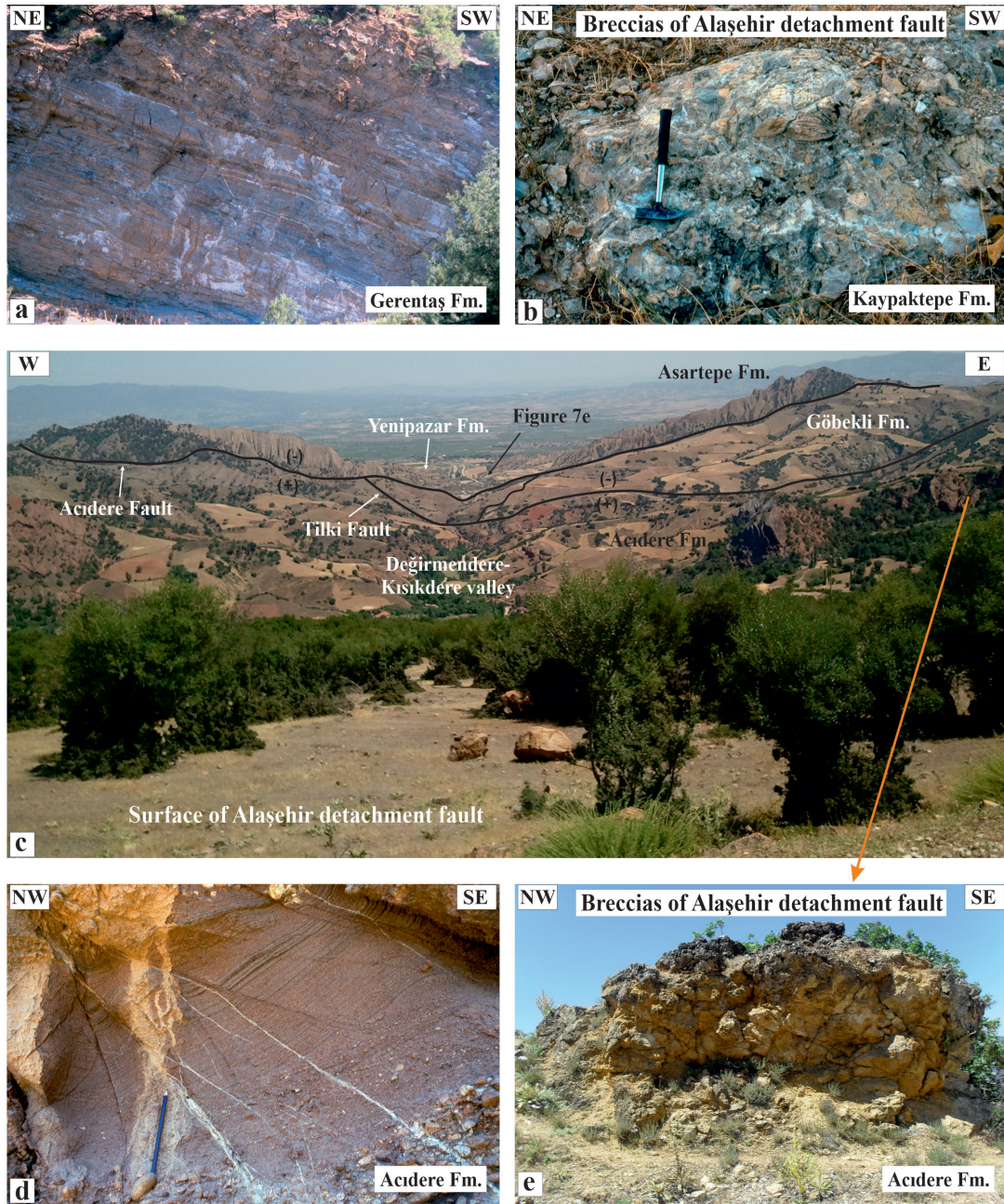


Figure 6. Outcrop views of **a)** shale beds in the Gerentaş Formation in the Alaşehir area, **b)** breccias of the Alaşehir detachment fault in the Kaypaktepe Formation in the Alaşehir area, **c & d)** outcrops of the Acidere Formation in Salihli and **e)** breccias of the Alaşehir detachment fault in the Acidere Formation in Salihli (35S 0609204/4252495) (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006).

Şekil 6. **a)** Gerentaş Formasyonu'nun Alaşehir'deki şeyl tabakalarının, **b)** Alaşehir'deki Kaypaktepe Formasyonu'ndaki Alaşehir sıyrılma fayı breşlerinin, **c ve d)** Salihli'deki Acidere Formasyonu'nun yüzleklerinin ve **e)** Salihli'deki Acidere Formasyonu içindeki Alaşehir sıyrılma fayı breşlerinin mostra görüntüleri (35S 0609204/4252495) (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006).

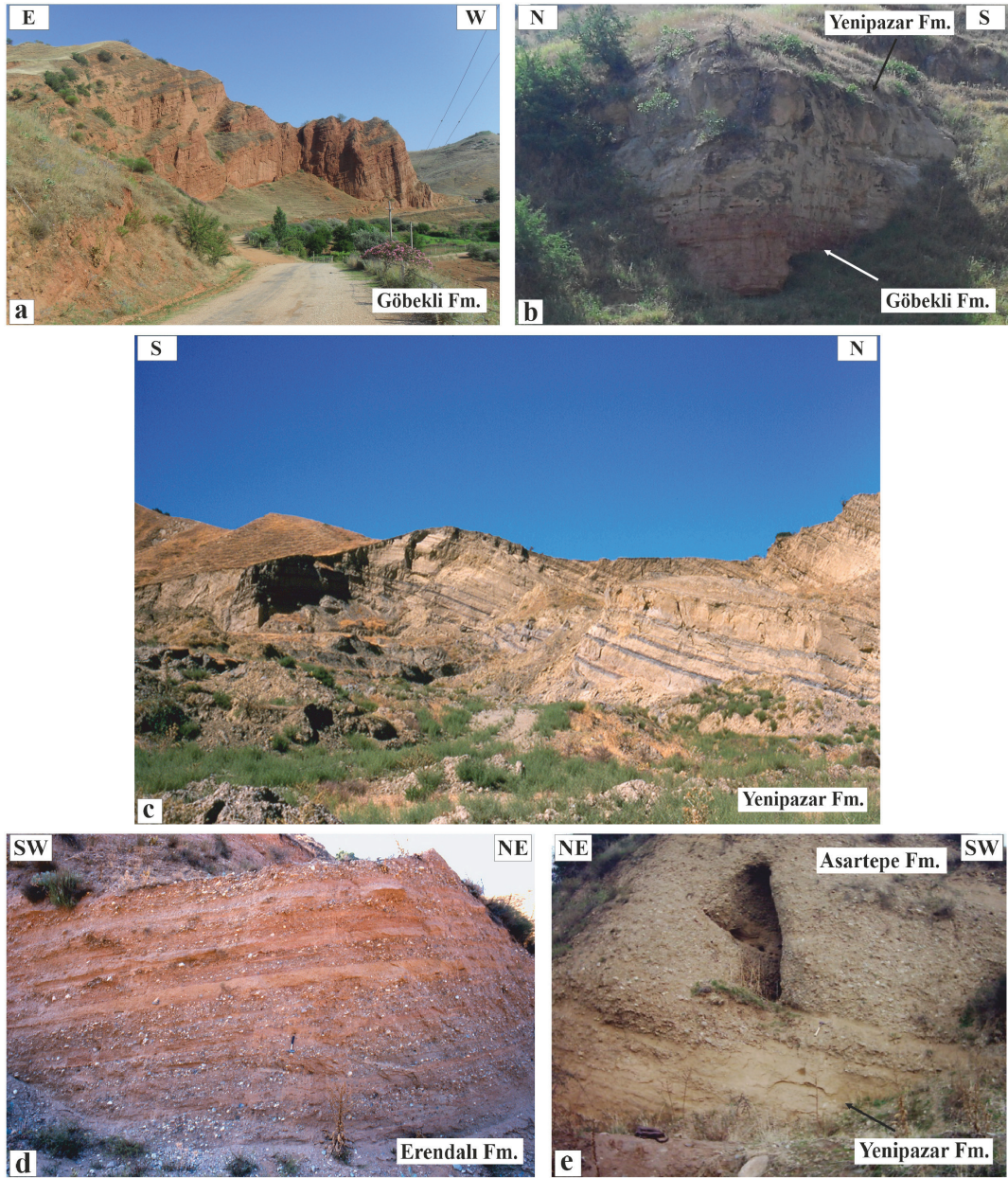


Figure 7. Outcrop views of (a) sandstone beds in the Göbekli Formation in Salihli, (b) the Yenipazar Formation conformably overlying the Göbekli Formation in the Alaşehir area (35S 0615542/4253152), (c) peat laminations of the Yenipazar Formation in Salihli, (d) sandstone and conglomerate strata of the Erendalı Formation in Alaşehir and (e) the Asartepe Formation conformably overlying the Yenipazar Formation in Salihli (35S 609229/4255905) (from Şen, 2004; Ağırbaş, 2006, Şen and Ağırbaş, 2012; Ağırbaş and Şen, 2012).

Şekil 7. a) Salihli'deki Göbekli Formasyonu'nun kumtaşı tabakalarının, b) Alaşehir'deki Göbekli Formasyonu'nu uyumlu olarak üzerleyen Yenipazar Formasyonu'nun (35S 0615542/4253152), c) Salihli'deki Yenipazar Formasyonu'nun turba laminasyonlarının, d) Alaşehir'deki Erendalı Formasyonu'nun kumtaşı ve konglomera tabakalarının ve e) Salihli'deki Yenipazar Formasyonu'nu uyumlu olarak üzerleyen Asartepe Formasyonu'nun (35S 609229/4255905) mostra görüntüleri (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006; Şen ve Ağırbaş, 2012; Ağırbaş ve Şen, 2012).

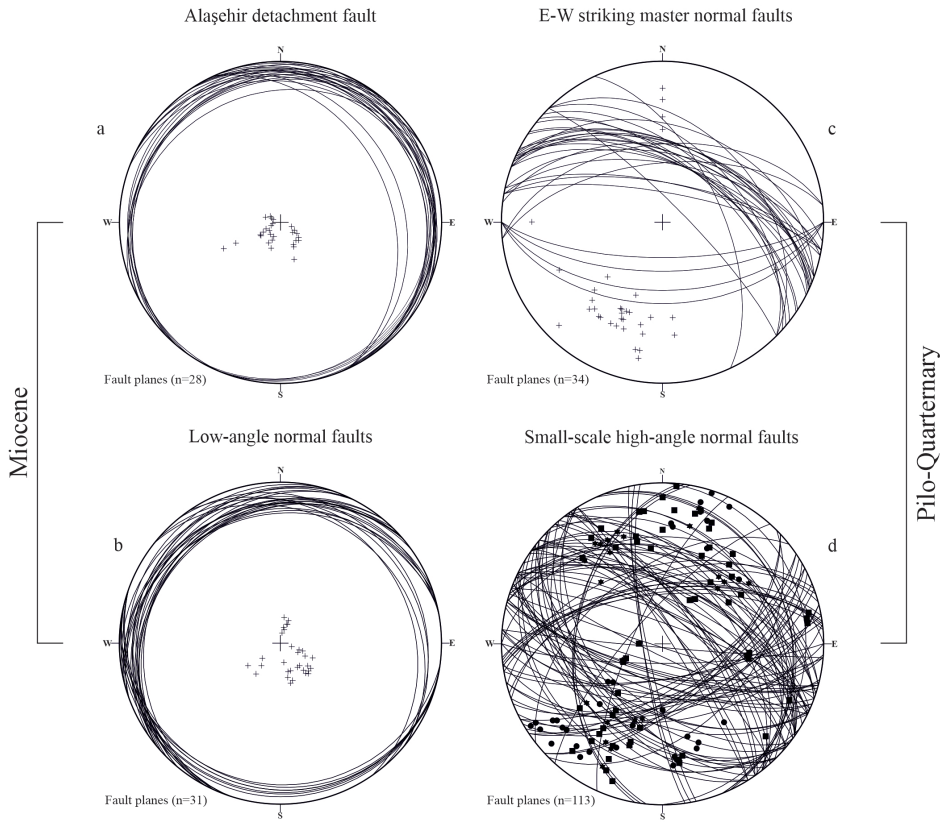


Figure 8. Lower hemisphere equal area projections of various fault types. **a)** Surfaces of the Alaşehir detachment fault, **b)** low-angle normal faults, **c)** E-W striking master high-angle normal faults, **d)** small-scale high-angle normal faults.

Şekil 8. Farklı fay türlerinin alt yarım küre eşit alan izdüşümleri. **a)** Alaşehir sıyrılma fayının yüzeyleri, **b)** düşük-açılı normal faylar, **c)** D-B doğrultulu ana yüksek-açılı normal faylar, **d)** küçük ölçekli yüksek-açılı normal faylar.

(c) The third fault type is high-angle normal faults, which are approximately E-W trending and 40° - 75° dipping (Figure 3, 4, 8c, d & 10b, d). They crosscut the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment fault. They continue from Salihli to Alaşehir. Shorter segments are nearly 3-15 km in length (Figure 3 & 4). The master high-angle faults are the Keserler-Acıdere faults in the south and the Yenipazar-Erendalı-Dereköy faults in the north (Figure 3 & 4). They have both synthetic-antithetic and conjugate faults. Synthetic and antithetic faults related to high-angle faults range in size from several meters to a few centimeters (Figure 10d). The high-angle Keserler

normal fault crosscuts high-grade metamorphic rocks of the Menderes Massif and cataclastic rocks of the Alaşehir detachment fault (Figure 3 & 4). The Keserler fault in Alaşehir extends to the Kaymaktutan and Tilkidere valley and continues with the high-angle Acıdere normal fault in Salihli (Figure 3 & 4). The Acıdere fault, located between the Keserler fault and the Yenipazar-Dereköy fault, is nearly 13 km long and roughly parallel to the NW-SE Alaşehir Graben. It juxtaposes older fills (Acıdere-Göbekli Formations) with younger fills (Yenipazar-Erendalı and Asartepe Formations) (Figure 3 & 4).



Figure 9. Photographs illustrating some different fault types observed in the Alaşehir Graben in the Salihli area. **a)** the Alaşehir detachment fault and its relationship to the Acıdere Formation, **b)** low-angle normal fault crosscutting the Acıdere formation in Kısıkdere valley in the Salihli area (Şen, 2004). See Figure 3 for the locations of the photos.

Şekil 9. Salihli'deki Alaşehir Grabeni'nde gözlenen bazı farklı fay tiplerini gösteren fotoğraflar. **a)** Alaşehir sınırlama fayı ve Acıdere Formasyonu ile ilişkisini gösteren saha fotoğrafı, **b)** Salihli mevki Kısıkdere vadisinde Acıdere Formasyonu'nu kesen düşük-açılı normal fayı gösteren saha fotoğrafı (Şen, 2004). Fotoğrafların konumları için Şekil 3'e bakınız.

Folds

Several folds are defined in the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment fault, which consists of two segments of the Salihli and Alaşehir segments (Figure 3, 11 & 12). The measurements obtained from foliations on the surface of the Alaşehir detachment fault in the Salihli segment show that the β axis is N20°E trending and 20° NE plunging with stretching lineations plunging to the northeast and northwest. Slickensides on the Alaşehir detachment fault plunge to both northwest and northeast into fold limbs, corresponding to this fold axis (Figure 11a, b & 12a, c). Measurements taken from high-grade

metamorphic rocks belonging to the Bayındır and Bozdağ Nappes located ~ 150 meters beneath the Salihli segment of the Alaşehir detachment fault show that the β axis is N10°E trending and 8° NE plunging (Figure 11c & 12d). This indicates that the Salihli segment of the Alaşehir detachment fault is folded, with the axes of the folds being NE-directed and plunging mainly eastward at angles of 8°-20°. Looking at the geological map by Şen (2004), the fold axes are located along the NNE-SSW trending Değirmendere-Yeşilkavak, Darıyer-Göbekli and Ozan-Dereköy valleys (Figure 3).

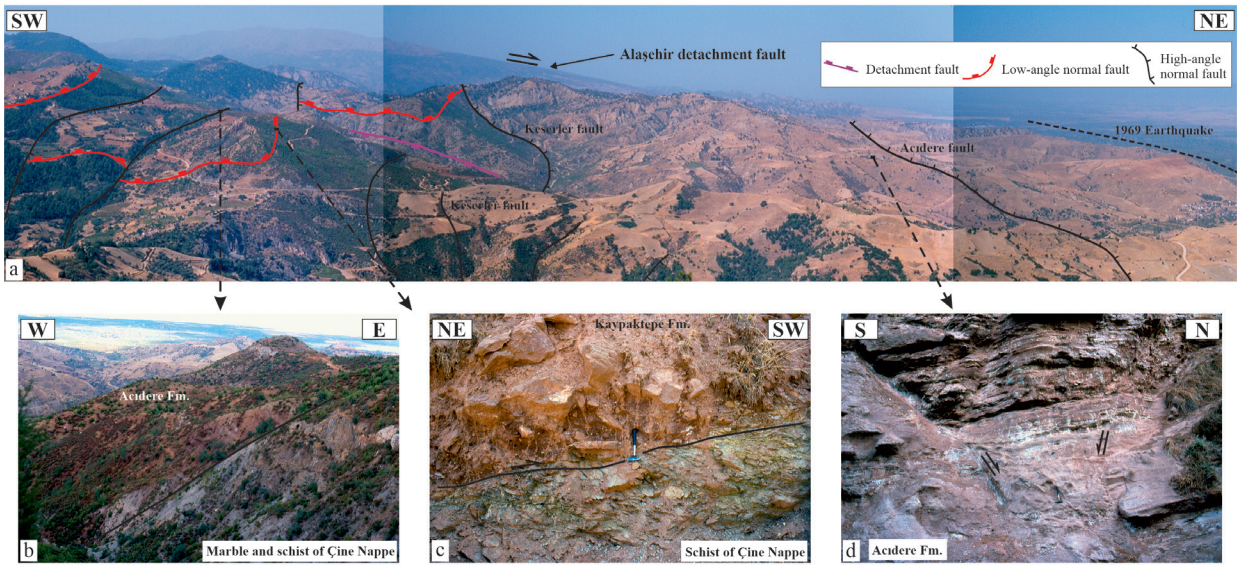


Figure 10. Some different fault types observed in the Alaşehir Graben in the Alaşehir area. **a)** the relationship between the Alaşehir detachment fault with low-angle normal faults and high-angle normal faults, **b)** photo displaying a high-angle normal fault between the Acidere Formation and marble and schist of the Çine Nappe in Bağrsak-Alkan valley, **c)** a low-angle normal fault between the Kaypaktepe Formation and the Çine Nappe in the Bağrsak-Alkan valley, and **d)** synthetic and antithetic faults of E-W striking major normal faults crosscutting the Acidere Formation in the Çorak valley (Ağırbaş, 2006). See Figure 3 for the locations of the photos.

Şekil 10. Alaşehir bölgesinde Alaşehir Grabeni'nde gözlenen bazı farklı fay tiplerini gösteren fotoğraflar. **a)** Alaşehir sıyrılma fayı ile düşük-açılı normal faylar ve yüksek-açılı normal faylar arasındaki ilişkiyi gösteren arazi fotoğrafı, **b)** Bağrsak-Alkan vadisinde Acidere Formasyonu ile Çine Napının mermer ve şistleri arasındaki yüksek-açılı normal fayı gösteren fotoğraf, **c)** Bağrsak-Alkan vadisinde Kaypaktepe Formasyonu ile Çine Napı arasındaki düşük-açılı normal fayı gösteren fotoğraf, ve **d)** Çorak vadisinde Acidere Formasyonunu kesen D-B doğrultulu majör yüksek-açılı normal fayların sentetik ve antitetik faylarını gösteren fotoğraf (Ağırbaş, 2006). Fotoğrafların konumları için Şekil 3'e bakınız.

The measurements obtained from foliations on the surface of the detachment fault in the Alaşehir segment of the Alaşehir detachment fault show the β axis is N80°E trending and 30° SW plunging with stretching lineations plunging to the northwest and southwest. Slickensides on the Alaşehir segment of the Alaşehir detachment fault plunge to the northwest and southwest into fold limbs, following this fold axis (Figure 11d & 12e, g). Measurements taken from high-grade metamorphic rocks belonging to the Çine Nappe above the Alaşehir detachment fault show that there are two different folds, implying that the β_1 axis trends N8°W and plunges 12° SE and the β_2 axis trends N62°E and plunges 26° SW (Figure 12h). Kink bands in the orto-gneisses intruding the schist and marble intercalations of the Çine Nappe and in the shale beds of the Gerentaş Formation in the hanging wall of the Alaşehir detachment fault show that the β axis trends N85°E and plunges 25° SW, corresponding to ~ E–W-trending folds (Figure 11e, f & 12i). It is understood that the β_1 axis in the Çine Nappe overlying the Alaşehir detachment fault belongs to pre-Miocene time (Figure 12h). This is evidence that the Alaşehir segment of the Alaşehir detachment fault is folded, with the axes of the folds being NE-directed and plunging mainly westward at angles of 26°–30°. Looking at the geological map by Ağırbaş (2006), the fold axes are located along the NNE–SSW-trending Alkan-Bağirsak and Şahyar valleys (Figure 3).

The difference in the axis of the fold in the Salihli and Alaşehir segments indicates that it may have been caused by back-rotation and tilting to the south of the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment. The folds are cross-cut by Plio-Quaternary high-angle normal faults (Figure 3 & 4).

Reorienting a Tilted Plane to its Horizontal Position - Tectonic Readjustment

This simple geological problem is the process of reorienting a tilted layer or fault to its previous orientation, which is done by regressing in time for structures that are the same age and have experienced the same deformation (Ketin and Canitez, 1979; Figure 10-22, pages of 169-179). In order to do this, the great circle and the pole of a layer with a given strike and dip (N42°W, 52°SW) are plotted on the stereographic net (Figure 13a), and then pole d is marked on the E-W line of the projection net. Since the pole of the layer is located in the center of the net when the layer is horizontal, D_0 is obtained by moving D to the center. In this case, D_0 is the tilted version of D which is horizontal and its great circle is located on the periphery of the stereographic net (Figure 13a). Considering a linear element (L) on the layer, its reorientation to horizontal will be L_0 (Figure 13a).

Synthetic and antithetic faults are terms used to define minor faults connected with a master fault. They are coeval; however, antithetic faults develop shortly after synthetic faulting. Antithetic and synthetic faults, which merge deeply with the major fault, crosscut each other (Ketin and Canitez, 1979; page of 206; Önal, 2000; page of 302).

If the Plio-Quaternary high-angle normal faults, cutting the Alaşehir detachment fault and the low-angle normal faults, are reversed, their initial position when they formed during the Miocene can be easily found before the folding of the Alaşehir detachment fault. Six datasets, including the surfaces of the Alaşehir detachment fault, low-angle normal faults, and high-angle normal faults together with their synthetic and antithetic faults

in the Salihli and Alaşehir segments, were plotted onto the stereographic net (Figure 13b; Table 1). With the re-orientation of high-angle normal faults to horizontal on the stereographic net, the Alaşehir detachment fault and low-angle normal faults appear to have been high-angle faults during the Miocene (Figure 13c). In addition, the beds

of lacustrine and fluvial/alluvial fan fills were plotted as a control mechanism, and they appear to have had a horizontal position during the Miocene (Figure 13c). Thus, the initial position of the Alaşehir detachment fault and the low-angle normal faults was high angle (Figure 14)

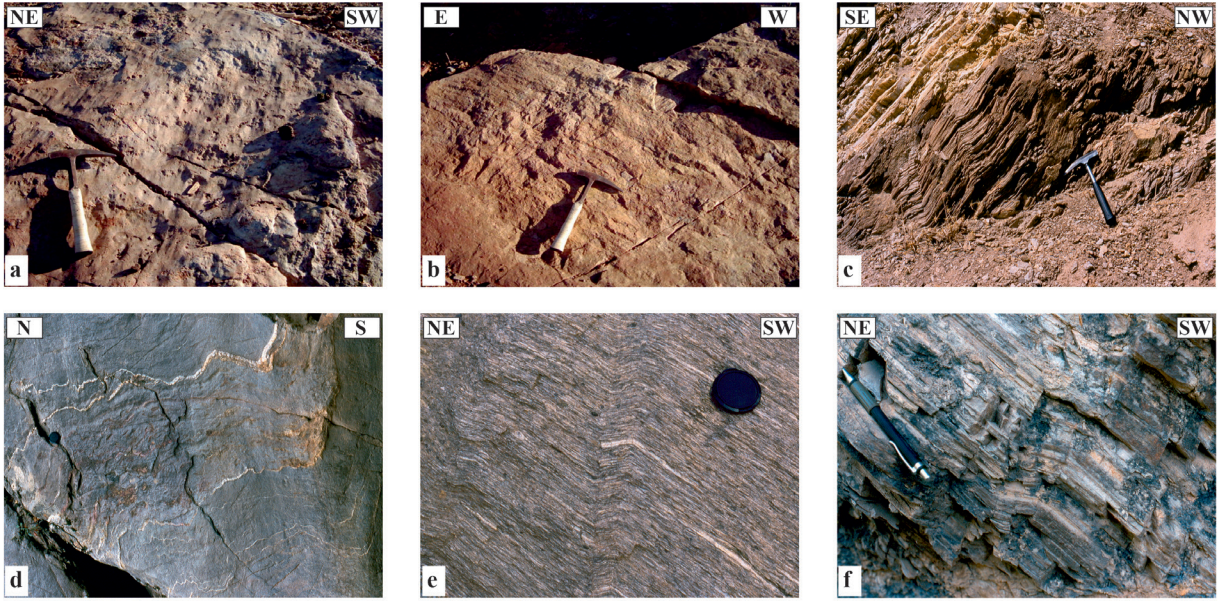


Figure 11. The footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment fault in the Alaşehir Graben. **a & b)** Photos displaying slickensides and grooves of the Alaşehir detachment fault in Oyukkıran and Köpektepe ridge, respectively. **c)** Fold structures in the Bayındır nappe located in the footwall of the Alaşehir detachment fault. **d).** Fold structures in the Alaşehir detachment fault in Bağrsak-Alkan valley (35S 0620158/4244339). **e)** Kink bands of the Çine Nappe in the hanging wall of the Alaşehir detachment fault in Gökçealan hill. **f)** Kink bands in the shale beds of the Gerentaş Formation in the hanging wall of the Alaşehir detachment fault in Gölcük hill (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006). See Figure 3 for the location of photos of the structural elements.

Şekil 11. Alaşehir Grabeni'ndeki Alaşehir sıyrılma fayının taban ve tavan bloklarını gösteren fotoğraflar. **a-b)** Alaşehir sıyrılma fayının Oyukkıran ve Köpektepe sırtındaki fay çizikleri ve oluk izlerini gösteren fotoğraflar. **c)** Alaşehir sıyrılma fayı tabanında yer alan Bayındır Napı'ndaki kıvrım yapılarını gösteren fotoğraf. **d).** Bağrsak-Alkan vadisinde Alaşehir sıyrılma fayındaki kıvrım yapılarını gösteren fotoğraf (35S 0620158/4244339). **e)** Gökçealan tepesindeki Alaşehir sıyrılma fayının tavan bloğundaki Çine Napı'ndaki kink bantlarını gösteren fotoğraf. **f)** Gölcük tepesindeki Alaşehir sıyrılma fayının tavan bloğundaki Gerentaş Formasyonu'nun şeyl tabakalarındaki kink bantlarını gösteren fotoğraf (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006). Yapısal elemanlara ait olan fotoğrafların yerleri için Şekil 3'e bakınız.

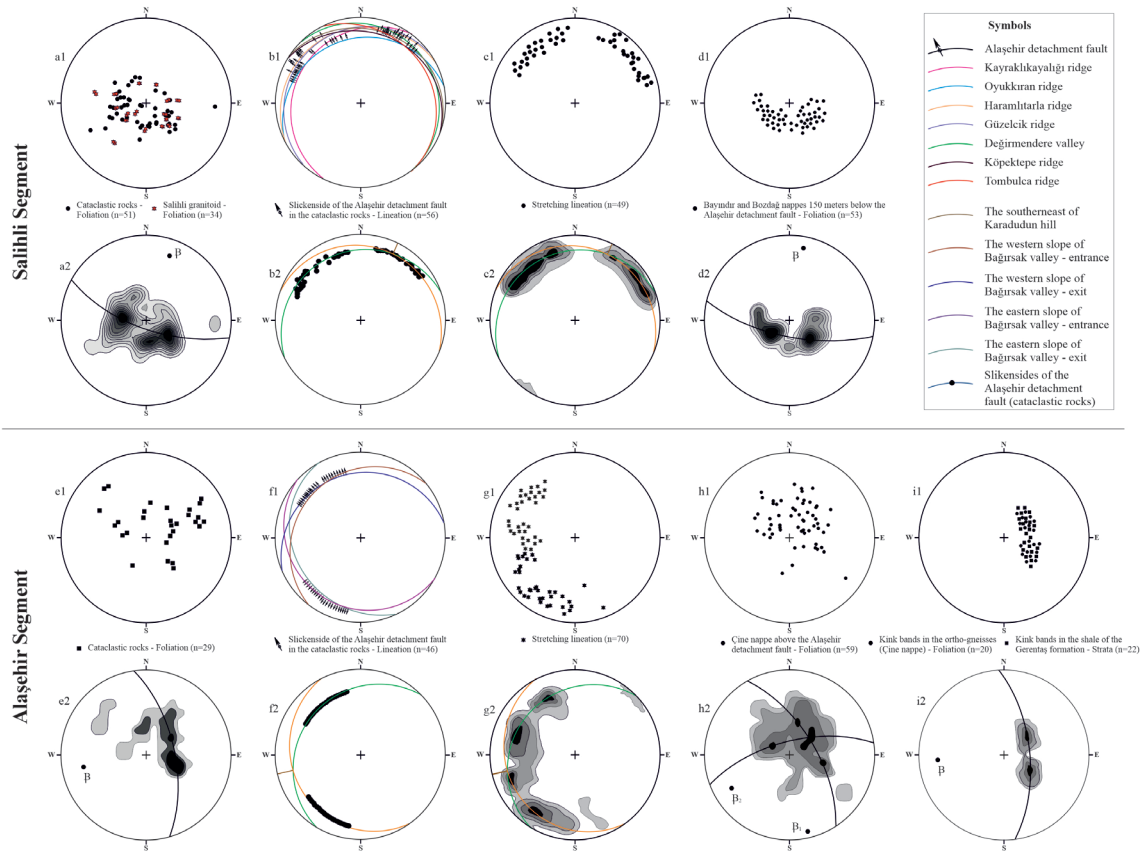


Figure 12. Lower hemisphere equal area projections illustrating fold structures in the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment fault on the Salihli and Alaşehir segments. Pole (a1) and contour (a2) diagrams of foliations in the detachment fault. (b1-2) Surface of the detachment fault with slickensides. Pole (c1) and contour (c2) diagrams of stretching lineations in the detachment fault. Pole (d1) and contour (d2) diagrams of foliations in the Bayındır and Bozdağ Nappes 150 meters below the detachment fault. Pole (e1) and contour (e2) diagrams of foliations in the detachment fault. (f1-2) Surface of the detachment fault with slickensides. Pole (g1) and contour (g2) diagrams of stretching lineations in the detachment fault. Pole (h1) and contour (h2) diagrams of foliations from the Çine Nappe in the hanging wall detachment fault. Pole (i1) and contour (i2) diagrams of foliations belonging to kink bands in the ortho-gneisses of the Çine Nappe and in the shale of the Gerentaş Formation in the hanging wall of the detachment fault. Note that the β axis is NE trending and NE plunging on the Salihli segment and the β axis is ~ E-W-trending and SW plunging on the Alaşehir segment in the Alaşehir detachment fault (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006). n = number of data points

Şekil 12. Salihli ve Alaşehir segmentindeki Alaşehir sıyrılma fayının taban ve tavan bloğundaki kıvrım yapılarını gösteren alt yarımküre eşit alan izdüşümleri. Sıyrılma fayındaki yapraklanmaların nokta (a1) ve kontur (a2) diyagramları. (b1-2) fay çizik lineasyonlarının olduğu sıyrılma fay düzlemlerinin nokta ve kontur diyagramları. Sıyrılma fayındaki uzama lineasyonların nokta (c1) ve kontur (c2) diyagramları. Sıyrılma fayının 150 metre altındaki Bayındır ve Bozdağ Napları'ndaki yapraklanmaların nokta (d1) ve kontur (d2) diyagramları. Sıyrılma fayındaki yapraklanmaların nokta (e1) ve kontur (e2) diyagramları. (f1-2) fay çizik lineasyonlarının olduğu sıyrılma fay düzlemlerinin nokta ve kontur diyagramları. Sıyrılma fayındaki uzama lineasyonların nokta (g1) ve kontur (g2) diyagramları. Sıyrılma fayındaki Çine Napı'ndaki yapraklanmaların nokta (h1) ve kontur (h2) diyagramları. Sıyrılma fayının tavan bloğundaki Çine Napı'ndaki ortognaylarda ve Gerentaş Formasyonunun şeylindeki kink bantlarına ait foliasyonların nokta (i1) ve kontur (i2) diyagramları. Alaşehir sıyrılma fayında β ekseninin Salihli segmentinde KD gidişli ve KD dalımlı ve β ekseninin Alaşehir segmentinde ~ D-B gidişli ve GB dalımlı olduğuna dikkat ediniz (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006). n = veri sayısı noktasi

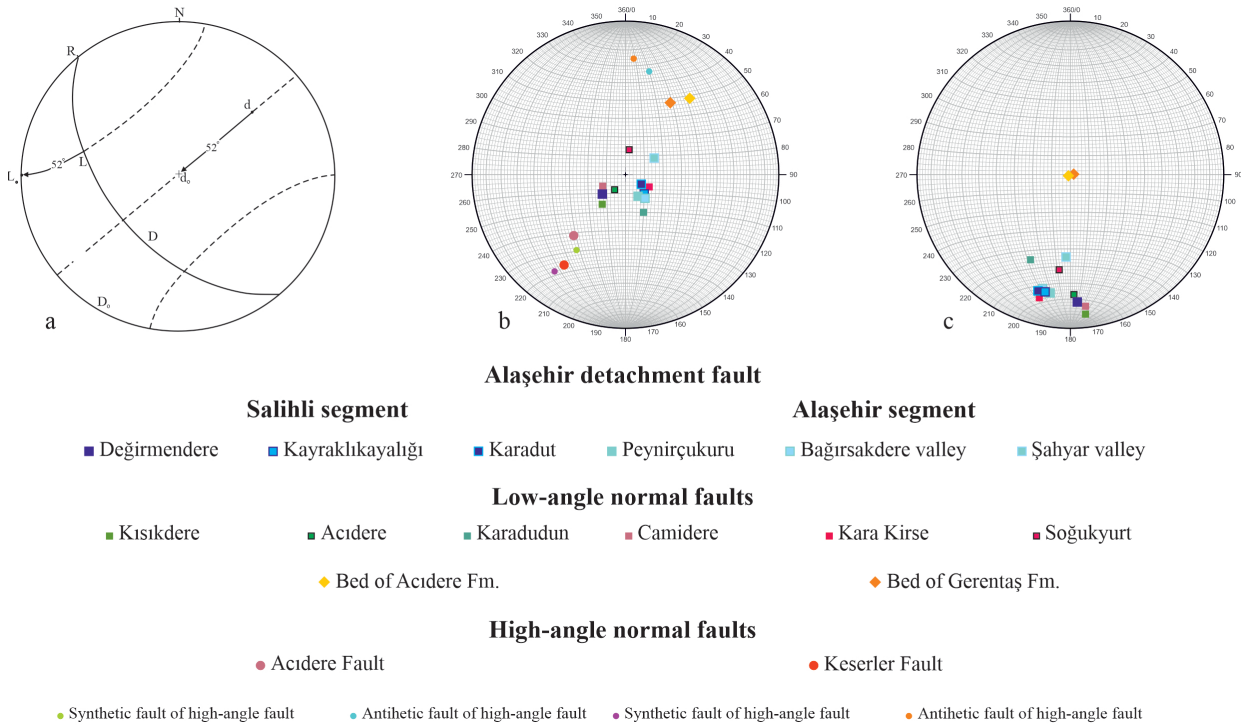


Figure 13. Figures illustrating **a)** re-orientation of a tilted plane to its horizontal position (Ketin and Canitez, 1979), **b) & c)** Schmidt lower hemisphere equal-area projections of Alaşehir detachment fault and low-angle normal faults to apply the tectonic reorganization.

Şekil 13. *a) Eğik bir düzlemin yatay konumuna yeniden yönlendirilmesini (Ketin ve Canitez, 1979), b ve c) Alaşehir sıyrılma fayının ve düşük-açılı normal fayların tektonik düzeltmeyi uygulamak için Schmidt alt yarımküre eşit alan izdüşümlerini gösteren şekiller.*

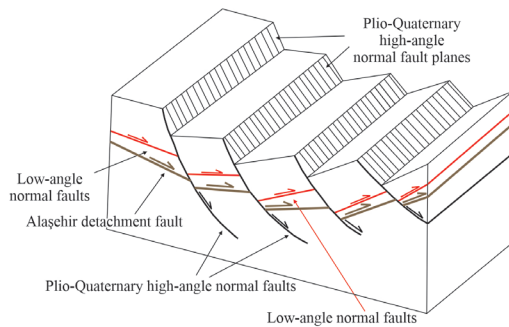


Figure 14. Block diagram explaining the southward back-rotation, tilting, and decreasing dip of the Miocene faults as a result of the Plio-Quaternary high-angle faults cutting the Alaşehir detachment fault and synthetic and antithetic faults (Ağırbaş, 2006; page of 85).

Şekil 14. *Alaşehir sıyrılma fayı ile sintetik ve antitetik fayları kesen Pliyo-Kuvaterner yüksek-açılı faylar sonucu Miyosen faylarının güneye doğru geriye dönmesini, eğilmesini ve eğiminin azalmasını açıklayan blok diyagram (Ağırbaş, 2006, 85. sayfa).*

Table 1. List of faults with tectonic readjustment.**Çizelge 1.** Tektonik düzeltme yapılan temsili fayların listesi.

	Segments	Location	Position	Coordinates
Surfaces of Alaşehir detachment fault	Salihli segment	Değirmendere	N38W 12NE	35 S 608045 / 4252944
		Kayraklıkayalığı	N55E 10NW	35 S 611217 / 4252757
		Karadut	N30E 13NW	35 S 612819 / 4252705
	Alaşehir segment	Peynirçukuru	N28E 14NW	35 S 616462 / 4245440
		Bağırsak valley	N50E 20NW	34 S 620699 / 4245644
		Şahyar valley	N30W 35SW	35 S 624002 / 4244986
Low-angle normal faults	Salihli segment	Kısıkdere	N46W 14NE	35 S 608686 / 4254485
		Acidere	N54W 6NE	34 S 612091 / 4253915
		Karadudun	N65E 10NW	35 S 617650 / 4253043
	Alaşehir segment	Camidere	N26W 12NE	35 S 616236 / 4250626
		Karakirse	N82W 4SW	35 S 622181 / 4247371
		Soğukyurt	N28E 14NW	35 S 623182 / 4245612
Strike and dip bedding	Salihli segment	Acidere Formation	N60W 40SW	35 S 608504 / 4254297
		Acidere Formation	N60W 40SW	35 S 610488 / 4252384
		Acidere Formation	N60W 40SW	35 S 613769 / 4252321
	Alaşehir segment	Acidere Formation	N60W 40SW	35 S 616453 / 4250546
		Gerentaş Formation	N64W 38SW	35 S 624448 / 4244690
		Gerentaş Formation	N64W 38SW	35 S 624584 / 4244216
High-angle normal faults	Salihli segment	Acidere fault	N62W 50NE	35 S 611888 / 4254488
		Synthetic fault	N56W 58NE	35 S 613053 / 4255237
		Antihetic fault	N78W 64SW	35 S 611040 / 4254061
	Alaşehir segment	Keserler fault	N56W 45NE	35 S 623091 / 4247764
		Synthetic fault	N54W 40NE	35 S 623231 / 4249682
		Antihetic fault	N85W 70SW	35 S 624698 / 4246939

DISCUSSION

Stratigraphy and Fault Types in The Alaşehir Graben

The tectono-stratigraphy of the southern margin of the Alaşehir Graben consists of the Bayındır and Bozdağ Nappes, the syn-extensional Salihli granitoid intruding the Bayındır Nappe, the cataclastic rocks in the footwall, the Çine Nappe and the Neogene-Quaternary fills in the hanging wall of the Alaşehir detachment fault on the basis of the geological map and cross-sections (Figure 2 & 5).

Three different types of master faults occur from Salihli to Alaşehir along the southern edge of the Alaşehir Graben (Figure 3,4 & 8). These

include **(a)** an E-W striking, N-dipping and low-angle (8° - 20°) normal fault termed the Alaşehir detachment fault bordered by the southern margin of the Alaşehir Graben; **(b)** E-W striking, N-/S-dipping and low-angle (5° - 30°) normal faults crosscutting the high-grade metamorphic rocks of the Çine Nappe and Miocene graben-fills; and **(c)** E-W striking, N-/S-dipping and high-angle (40° - 75°) normal faults crosscutting the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment (Figure 8). High-angle normal faults are youngest compared to the Alaşehir detachment fault and low-angle normal faults according to field observations (Figure 3 & 4). Low-angle normal faults are similar in character and geometry to the Alaşehir detachment fault; however, they

differ from the Alaşehir detachment fault in that they do not cut it. They also do not cut the Upper Miocene-Lower Pliocene Göbekli Formation and the younger formations (Figure 3, 4 & 9b).

The last movement of the Alaşehir detachment fault was late Messinian according to the frictional age of its footwall (c. 6-5.5 Ma; Lips et al., 2001). This age is also consistent with the nature of the low-angle normal faults crosscutting the Miocene fills, except for the Upper Miocene-Lower Pliocene Göbekli Formation consisting of floodplain deposits (Figs. 3, 4, 5a, 9b & 10a, c). This means that the Alaşehir detachment fault and low-angle normal faults were coeval. It is possible to see that the Alaşehir detachment fault and low-angle normal faults were high-angle normal faults during the Miocene based on tectonic reorganization (Figure 13b & c). Synthetic and antithetic faults merge with the master fault; however, they do not cut the main fault, just as they cut each other. Therefore, low-angle normal faults, which are devoid of cataclastic rocks, were synthetic and antithetic faults of the Alaşehir detachment fault during the early to earliest late Miocene. They are crosscut by Plio-Quaternary high-normal faults and have become low-angle as a result of back-rotation and tilting to the south (Figure 3, 4, 13c & 14).

Several researchers reported that the initial position of the Alaşehir detachment fault was low angle from the time of graben formation and that it is cut by high-angle normal faults that are younger to the north (Emre, 1990, 1996; Hetzel et al., 1995a, b; Emre and Sözbilir, 1997; Sözbilir, 2001; Purvis and Robertson, 2005; Öner and Dilek, 2011). However, its original position was a high-angle normal fault during the Miocene according to the tectonic reorganization (Figure 13b & c). Öner and Dilek (2011) reported that low- and high-angle normal faults are crosscut by each other in the Kısıkdere valley in the Salihli area and low-angle normal faults are synthetic and antithetic faults of master high-angle normal

faults. However, low-angle normal faults do not cut the Upper Miocene to Plio-Quaternary fills (Göbekli-Yenipazar-Erendalı-Asartepe Formations) (Figure 3 & 4) and low-angle normal faults are synthetic and antithetic faults of the Alaşehir detachment fault (Figure 13b-c & 14). Furthermore, the accommodation faults first proposed by Emre (1990 & 1996) were interpreted as scissor/hinge faults crosscutting all rocks in NNE-SSW trending valleys (Öner and Dilek, 2011 & 2013). Small-scale reverse faults crosscutting the Lower-Upper Miocene Acıdere Formation in the village of Yağmurlar (35S 0609906/4252770) were suggested to be evidence of scissor/hinge faults (Öner and Dilek, 2011; Figure 13B, page of 2134). These faults, which do not cross-cut the post-Upper Miocene fills, are examples of reverse faults found southeast of Alaşehir by Çiftçi and Bozkurt (2008). These reverse faults do not show the contraction phase of the Alaşehir Graben as stated by Koçyiğit et al. (1999). They represent extensional structures formed by layer-parallel shortening during the Miocene, as explained by Şengör and Bozkurt (2012).

The detachment fault, originally a high-angle normal fault, have been reduced in angle by isostatic rebound (Buck, 1988; Wernicke and Axen, 1988). New high-angle normal faults, which develop in the hanging wall of the detachment faults, take over the task of the detachment as it cannot cope with the extensional regime (Buck, 1988; Wernicke and Axen, 1988; Manning and Bartley, 1994). This means that the movement should end on the rotating first fault and the primary throw on faults formed before rotation remains unchanged during the ongoing extensional regime (Axen and Bartley, 1997). This mechanism is defined as a flexural rotation/rolling hinge model adapted to the Alaşehir detachment fault (e.g., Seyitoğlu et al., 2002; Demircioğlu et al., 2010; Seyitoğlu and Işık, 2015).

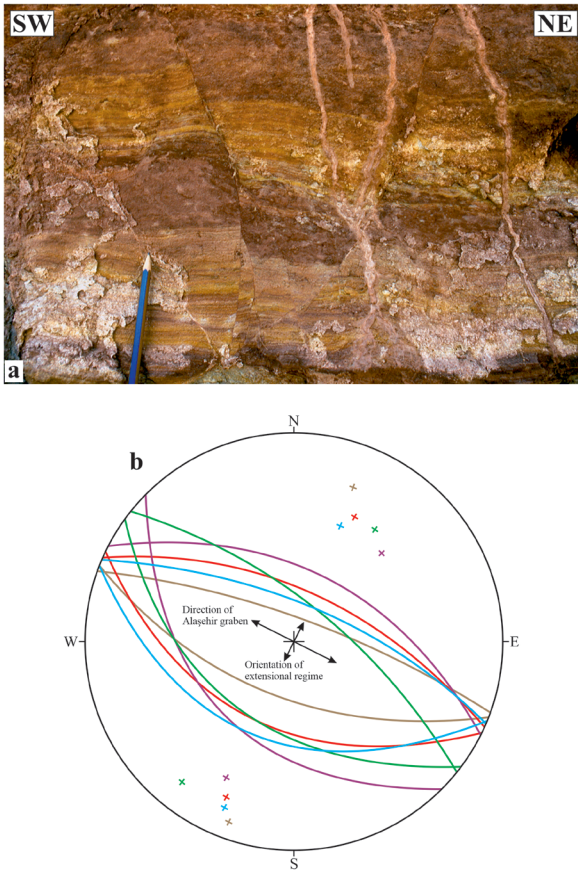


Figure 15. Figures illustrating small-scale high-angle normal faults that cut the Acıdere Formation (a) and lower hemisphere equal area projections of these faults to find the orientation of an extensional regime for the Alaşehir Graben during the Plio-Quaternary (b) (Ağırbaş, 2006).

Şekil 15. Acıdere Formasyonu'nu kesen küçük-ölçekli yüksek-açılı normal fayları gösteren şekiller. Alaşehir Grabeni'ne ait Pliyo-Kuvaterner'de genişlemeli bir rejimin oryantasyonunu bulan bu fayların (a) ve alt yarım küre eşit alan izdüşümleri (b) (Ağırbaş, 2006).

Seyitoğlu et al. (2002) emphasized that there is activation on the rotated low-angle fault around Kara Kirse and Soğukyurt in Alaşehir (Figure 3 & 4). The mentioned low-angle normal fault cuts the Kurşunlu Formation, corresponding to the Acıdere-Göbekli-Yenipazar-Erendalı Formations in Figure 2e, and the low-angle normal fault

between the Menderes Massif and the Miocene fills was defined as the Alaşehir detachment fault in Figure 3. Hetzel et al. (2013) reported that this fault was dated to the Late Miocene to Late Pliocene (K-Ar ages of 10.6 to 3.5 Ma). According to this observation and dating, as the Alaşehir detachment fault rotated and became low angle activity continued, different from the original flexural rotation/rolling hinge model, and field data illustrate that this caused exposure of a larger amount of metamorphic rocks belonging to the Menderes Massif. It is understood that there was activity on the rotated low-angle fault as a result of low-angle normal faults crosscutting the Kurşunlu Formation with activity on these low-angle normal faults occurring after its deposition. Therefore, this difference is defined as the Alaşehir type rolling hinge model, and this model clarifies the extensional tectonic regime continuing from the early Miocene to Quaternary without major disruption on the basis of apatite and zircon fission track ages (c. 8.70-1.75 Ma, apatite fission track, Gessner et al., 2001; c. 8.5-0.80 Ma, apatite fission track and c. 21-2 Ma, zircon fission track, Buscher et al., 2013). There are several assumptions regarding this situation. First of all, the low-angle normal fault between the metamorphic rocks and the Miocene fills in the Alaşehir area is defined as the Alaşehir detachment fault, which has turtleback surfaces in the Salihli area. However, the Alaşehir segment of the Alaşehir detachment fault lies at the base of NE-SW oriented valleys, including the Bağırşak-Alkan and Şahyar valleys (Figure 3, 4, 5 & 11d). Secondly, the low-angle normal faults in the Alaşehir area represent the Alaşehir detachment fault between the Çine Nappe and the Miocene sedimentary rocks. The Çine Nappe, which overlies the Alaşehir detachment fault in the Alaşehir segment of the Alaşehir detachment fault, is tectonically overlain by the Miocene graben fills (Figure 3, 4 & 5). Thirdly, it is concluded that the rotated low-angle faults cut the Kurşunlu Formation,

corresponding to the Acidere-Göbekli-Yenipazar-Erendalı Formations in Figure 2e. However, they only crosscut the Lower-Upper Miocene Acidere Formation (Figure 3, 4 & 9b), and this observation is consistent with the sedimentological evolution of other fills. The Upper Miocene-Upper Pliocene Göbekli-Yenipazar-Erendalı Formations represent floodplain fills (Emre, 1990, 1996) and quiescence of the extensional event in the Alaşehir Graben (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006; Şen, 2016). In summary, the last tectonic activity on the Alaşehir detachment fault was in the late Miocene, as noted by Lips et al. (2001). Plio-Quaternary thermal ages (c. 3.10-1.75 Ma, apatite fission track, Gessner et al., 2001; c. 3.50-0.80 Ma, apatite fission track and c. 3.5-2.0 Ma, zircon fission track, Buscher et al., 2013; c. 3.50-3.20 Ma; Hetzel et al., 2013) show that the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment fault were exhumed under the control of Plio-Quaternary high-angle normal faults. For example, it is possible to see master high-angle normal faults surrounding the dated low-angle normal fault (c. 9.2 Ma and 3.20 Ma) to the west of Şahyar valley in the Alaşehir area in Hetzel et al. (2013) (Figure 3 & 4e).

The Alaşehir detachment fault is cut by high-angle normal faults and gained a low angle by tilting, based on mapping studies in the Alaşehir area (Bozkurt and Sözbilir, 2004; Çiftçi and Bozkurt, 2008, 2009, 2010). The rotated low-angle normal faults in the aforementioned studies, defined as the Alaşehir detachment fault, are synthetic and antithetic faults of the Alaşehir detachment fault based on the map of Ağırbaş (2006) (Figure 3, 4 & 13b, c). That is, the fault they rotated is not the Alaşehir detachment fault.

Fold Types in The Alaşehir Graben

The studies by Şen (2004) and Ağırbaş (2006) defined a set of major folds in the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment fault.

These folds lie along NNE-SSW trending valleys. They were interpreted differently by several researchers (Sözbilir, 2001; Çemen et al., 2005; Seyitoğlu et al., 2014; Öner and Dilek, 2011, 2013).

According to Çemen et al. (2005) and Seyitoğlu et al. (2014), convex-upward surfaces observed in the footwall of the Alaşehir detachment fault located between Horzummaraplar and Horzumalayka are interpreted as turtleback surfaces, called the "Horzum Turtleback". There are two basic conditions for the formation of this geometry. The Alaşehir detachment fault formed under the control of the rolling hinge mechanism. It was also active after the formation of high-angle normal faults that are part of the synthetic and antithetic hanging wall detachment fault and syn-extensional magmatic body intruding the mid-crustal relay ramp between Salihli and Alaşehir segments. However, the fold axes obtained from the surfaces of the Alaşehir detachment fault in the Salihli and Alaşehir segments are different from each other. The fold axis has N20°E trend and 20° NE plunge in the Salihli segment on the footwall of the Alaşehir detachment fault. The fold axis has N80°E trend and 30° SW plunge in the Alaşehir segment on the footwall of the Alaşehir detachment fault, corresponding to that the fold axis has N85°E trend and 25° SW plunge in the Alaşehir segment on the hanging wall of the Alaşehir detachment fault (Figure 11 & 12). This means that the Alaşehir detachment fault was rotated by cutting with Plio-Quaternary high-angle faults (Figure 4 & 14). In addition, the measured stratigraphic record of the Upper Miocene-Lower Pliocene Göbekli Formation indicates that the Alaşehir detachment fault was not active during the floodplain fill deposition (Şen, 2004, 2016). This determination supports the view that the last movement of the Alaşehir detachment fault was in late Messinian time, as stated by other researchers (c. 6-5.5 Ma; Lips et al., 2001; Gessner

et al., 2001; Heineke et al., 2019). Therefore, the Alaşehir detachment fault was inactive before it was cut by high-angle normal faults, and these folds or turtle-back surfaces occurred without the need for formation of relay ramps on the Alaşehir detachment fault when it was active from the earliest early Miocene to the latest late Miocene.

Sözbilir (2001) reported extension-parallel antiform and synform structures, known as the Oyukkıran antiform and Keserler synform, on the footwall of the Alaşehir detachment fault in the Salihli segment, similar to folds found in the study by Şen (2004). According to the researcher, these corrugations were formed as original irregularities of the Alaşehir detachment fault and did not require folding after the deposition of Miocene fills in the hanging wall. Nevertheless, these folds with β axis N20°E trend and 20° NE plunge on the Salihli segment are equivalent to folds with β axis N80°E trend and 30° SW plunge on the Alaşehir segment in the footwall of the Alaşehir detachment fault, corresponding to the fold axis in the Lower-Middle Miocene strata in the hanging wall of the Alaşehir detachment fault (Figure 11 & 12). These folds can be seen in the footwall and in the hanging wall of the Alaşehir detachment fault in the Salihli and Alaşehir segments. Thus, the primary irregularities stated by Sözbilir (2001) are invalid for the Alaşehir detachment fault.

Öner and Dilek (2011, 2013) stated that the accommodation faults first proposed by Emre (1990, 1996) were interpreted as scissor or hinge faults crosscutting all units in NNE-SSW trending valleys. However, there are no structural data associated with them, such as planes, slickensides and grooves of the scissor-hinge faults, which have a component of oblique-slip movement, along the bottom and slopes of NNE-SSW trending valleys (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006) (Figure 3 & 4). Small-scale reverse faults crosscutting the Lower-Upper Miocene Acıdere Formation in the village of Yağmurlar (35S 0609906/4252770) were reported

as evidence for scissor or hinge faults (Öner and Dilek, 2011; Figure 13B, page of 2134). However, these faults do not cut post-Miocene fills (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006) (Figure 2 & 3). They are part of the small-scale reverse faults cutting the Miocene fills found by Çiftçi and Bozkurt (2008) in the hanging wall of the Alaşehir detachment fault in the Alaşehir segment. The NNE-SSW trending scissor or hinge faults crosscutting structural elements with all units of the Alaşehir Graben are non-existent structures in the study area. As a corollary, the hypotheses put forward by the aforementioned researchers regarding the formation of structures representing these valleys are invalid.

In newly-opened road cuts in the Alaşehir area, outside of the study area, Çiftçi and Bozkurt (2008) reported that fold axes are generally oriented E-W and plunge mainly westward at angles $< 20^\circ$ in shale-sandstone beds of the Alaşehir Formation, corresponding to the Lower-Middle Miocene Gerentaş and Kaypaktepe Formations. The researchers noted that these folds and small-scale north-verging reverse faults are representative of NNE-SSW-oriented shortening, as suggested by Koçyiğit et al. (1999). They are associated with extensional structures formed by layer-parallel shortening according to Şengör and Bozkurt (2012), who note that nowhere is there an erosional episode between the superimposed structures. Our own later observations in the company of geologist Hakan Ağırbaş indicate that there are no erosional planes between these structures in the village of Osmaniye in the Alaşehir area and they correspond to small-scale reverse faults crosscutting the Lower-Upper Miocene Acıdere Formation in the village of Yağmurlar in the Salihli area. The superposed structures are also not present in the Upper Miocene-Lower Pliocene Göbekli Formation. Thus, they are related to layer-parallel shortening during the Miocene instead

of the contractional stage during the Pliocene as stated by Koçyiğit et al. (1999).

Seyitoğlu et al. (2000) stated the folds found by Koçyiğit et al. (1999) mobilized the Miocene sedimentary rocks over listric normal faults, forming folds, drag folds and rollover anticlines during ongoing extension. In this context, the formation of these folds observed in the Miocene fills depends on the movement of the Plio-Quaternary high-angle normal faults. Therefore, the folds found by Çiftçi and Bozkurt (2008) are different from the drag folds and rollover anticlines with origin identified by Seyitoğlu et al. (2000). E–W trending and $< 20^\circ$ W plunging folds on a local scale found by Çiftçi and Bozkurt (2008) are compatible with $\sim$ E–W trending and $\sim 30^\circ$ W plunging folds in the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment fault on the Alaşehir segment, corresponding to the $N20^\circ E$ trending and 20° NE plunging folds in the footwall of the Alaşehir detachment fault on the Salihli segment discovered in the study by Şen (2004) and Ağırbaş (2006) (Figure 12). They are part of the extensional structures formed by layer-parallel shortening during the Miocene. The small-scale reverse faults crosscutting the Lower-Upper Miocene Acidere Formation in the hanging wall of the detachment fault on the Salihli segment indicate that this event occurred during the late Miocene because they do not cut the Upper Miocene-Lower Pliocene Göbekli Formation. This means that the extensional tectonic regime under the control of the Alaşehir detachment fault ended during deposition of the Upper Miocene-Lower Pliocene Göbekli Formation, with a monotonous sequence which repeats and is not tectonically mobile, after the first 140 meters from the stratigraphic bottom (Şen, 2004 & 2016).

Overall, the inconsistency of the fold axis on the Salihli and Alaşehir segments shows that the Alaşehir detachment fault was cut and back-rotated and tilted to the south by Plio-Quaternary

high-angle normal faults. This is proof that the Alaşehir detachment fault was inactive during this time. The Plio-Quaternary thermal ages obtained from the footwall of the Alaşehir detachment fault (c. 3.10-1.75 Ma, apatite fission track, Gessner et al., 2001; c. 3.50-0.80 Ma, apatite fission track and c. 3.5-2.0 Ma, zircon fission track, Buscher et al., 2013; c. 3.50-3.20 Ma; Hetzel et al., 2013) represent exhumation of the Miocene graben with high-angle normal faults. Therefore, the data obtained by Şen (2004) and Ağırbaş (2006) rule out the flexural rotation-rolling hinge model for the Alaşehir detachment fault proposed by Gessner et al. (2001) and Seyitoğlu et al. (2002, 2014). In this context, Işık et al. (2003) found that the extensional direction of the Alaşehir Graben was NE-SW during the Miocene to the present, based on the stretching lineations on the Horzum Turtleback surfaces found by Çemen et al. (2005). However, the Horzum Turtleback at Horzum represents the fold limb and the NE-SW direction is the orientation of the extensional regime during the Plio-Quaternary time (Ağırbaş, 2006) (Figure 15).

If the model generated from the data presented in this study is evaluated on the scale of Western Anatolia, the late Miocene time of the last movement of the Alaşehir detachment fault (c. 6-5.5 Ma; Lips et al., 2001; Gessner et al., 2001; Heineke et al., 2019) corresponds to the time of the final motion of the Büyük Menderes detachment fault (c. 5.5-5 Ma; Wölfler et al., 2017; Heineke et al., 2019). Doğan (2020) found extensional thrust fault and fold sets affecting the Plio-Quaternary semi-lithified sandstone and conglomerate beds in the Söke-Kuşadası Basin, which is considered to be the western extension of the Büyük Menderes Graben. The Plio-Quaternary thrust faults and folds in the Büyük Menderes Graben are part of the extensional structures in the Alaşehir Graben, which were formed by layer-parallel shortening during the Miocene. Such structures are more

common during the early phases of extensional events (e.g., Şengör and Bozkurt, 2012). This is further support for the two-stage extensional model, consisting of Miocene and Plio-Quaternary extensional phases in Western Anatolia.

CONCLUSIONS

In this paper, data were presented from the southern margin of the Alaşehir Graben in the BSc theses of Şen (2004) and Ağırbaş (2006) that provide an explanation of its tectonic evolution.

The Alaşehir detachment fault and the low-angle normal faults were coeval and the low-angle normal faults were structural elements of the synthetic and antithetic faults of the Alaşehir detachment fault during the Miocene. Their initial position was high angle and the original position of the high angles had 55°-75° dip during the Miocene.

Several major fold geometries defined in the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment fault are located along NNE-SSW trending valleys. The fold axis is NE-trending and plunges mainly northeastward in the Salihli segment in the footwall of the Alaşehir detachment fault. The other is ~E-W-trending and plunges mainly westward in the Alaşehir segment in both the footwall and hanging wall of the Alaşehir detachment fault. They are associated with extensional structures formed by layer-parallel shortening during the Miocene. The Alaşehir detachment fault was cut and back-rotated by Plio-Quaternary high-angle normal faults and tilted to the south, as shown by the difference in fold axes between the Salihli and Alaşehir segments. Therefore, the flexural rotation-rolling hinge model does not work for the Alaşehir detachment fault as it does not reflect the nature of the Alaşehir Graben.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Batı Anadolu, dünyada iyi bilinen kıtasal gerilmeye sahip bir alandır. Bölgenin en belirgin yapısal elemanları D-B doğrultulu grabenlerdir (örn., Bozkurt, 2001, Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Seyitoğlu ve Işık, 2015). Alaşehir Grabeni, Menderes Masifi'nin kuzey ve orta kesimleri arasındaki sınırı oluşturur. Ahmetli'den Turgutlu'ya kadar D-B gidişli, Salihli'den Alaşehir'e kadar ise KB-GD gidişlidir. Çalışma alanı, Alaşehir Grabeni'nin güney kenarında Salihli'den Alaşehir'e kadar yüzeyleyen Menderes Masifi'nin orta masifinin kuzey kesimidir (örn., Ring vd., 1999; Bozkurt, 2007; Seyitoğlu vd., 2014). Bu makale, Alaşehir Grabeni'nin güney kenarı boyunca 2003 yaz döneminde üç ay süren, Şen (2004) ve Ağırbaş (2006) tarafından yapılan iki bitirme tezinin veri setinin sonuçlarını belgelemektedir.

Bu çalışma, Alaşehir Grabeni'nin güney kenarının tektonostratigrafisi Bayındır ve Bozdağ Napıları, Bayındır Napını kesen gerilme ile eşzamanlı Salihli granitoyidi ve Alaşehir sıyrılma fayının taban bloğundaki kataklastik kayalar ile, ve Çine Napı ve Neojen-Kuvaterner dolguları ise Alaşehir sıyrılma fayının tavan bloğu ile temsil edildiğine; ayrıca, Alaşehir bölgesinde Alaşehir sıyrılma fayı üzerinde kalan Çine Napının üzerinde tektonik olarak Miyosen dolgularının olduğuna dair saha kanıtı sağlamaktadır (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006).

Graben dolguları esas olarak grabenin güney kenarı boyunca yüzeylenir ve Miyosen'den Pliyo-Kuvaterner'e kadar herhangi bir zaman boşluğu olmadan çökelen karasal kırıntılı tortul kayalar ve yarı taşlaşmış çökellerden oluşur. Alaşehir Grabeni'ne ait olan sedimanter kayalar Miyosen dolguları (Gerentaş-Kaypaktepe-Acidere Formasyonları), Üst Miyosen-Üst Pliyosen dolguları (Göbekli-Yenipazar-Erendalı Formasyonları) ve Pliyo-Kuvaterner dolgularından (Asartepe Formasyonu)

oluşmaktadır (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006; Ağırbaş and Şen, 2012).

Yapısal veriler, (i) kataklastik kayalardan oluşan düşük-açılı Alaşehir sıyrılma fayı; (ii) kataklastik kayalardan yoksun olan düşük açılı normal faylar; ve (iii) bunları kesen Pliyo-Kuvaterner yüksek açılı normal faylar olmak üzere üç tip ana fay takımı olduğunu göstermektedir. İki farklı düşük açılı normal faylar aynı dönemde oluşan fay takımlarıdır ve Miyosen sırasında aktiftir ve kataklastik kayalardan yoksun olan düşük-açılı normal faylar ise Alaşehir sıyrılma fayının Miyosen dönemindeki sentetik ve antitetik faylarıdır. Yapılan tektonik düzeltmeye göre, bu faylar Miyosen sırasındaki ilksel konumları yüksek açılı olup, yüksek açılı başlangıç konumları 55°-75° eğimlidir. Pliyo-Kuvaterner yaşlı yüksek-açılı normal faylar Miyosen yaşlı fayları keserek rotasyonun etkisiyle düşük-açılı normal faylar haline gelmişlerdir.

Alaşehir sıyrılma fayının Salihli ve Alaşehir segmentlerinde taban ve tavan blokunda kıvrımlar tanımlanmıştır. Alaşehir sıyrılma fayının taban bloğunun Salihli segmentinde, β kıvrım eksenini K20°D gidişli ve 20°KD dalımlı olup kuzeydoğu ve kuzeybatıya dalımlı uzama ile fay çizik lineasyonlarına sahiptir ve bu kıvrım eksen konumu ise Alaşehir sıyrılma fayı altındaki metamorfik kayalarda K10°D gidişli ve 8°KD dalımlı β kıvrım eksenine karşılık gelir. Alaşehir sıyrılma fayının taban bloğunun Alaşehir segmentinde, β kıvrım eksenini K80°D gidişli ve 30°GB dalımlı olup kuzeybatı ve güneybatıya dalımlı uzama ile fay çizik lineasyonlarına sahiptir ve bu kıvrım eksen konumu Alaşehir sıyrılma fayının üstünde yer alan Çine Napındaki metamorfik kayalarda K62°D gidişli ve 26°GB dalımlı β kıvrım eksenine karşılık gelir. Alaşehir segmentindeki Alaşehir sıyrılma fayının tavan bloğunda yer alan Çine Napı ve Miyosen dolgularındaki kink bantlarına ait β kıvrım ekseninin K85°D gidişli ve 25°GB dalımlı ve aynı segmentte ~D-B gidişli kıvrımlara

uygun olduğunu gösterir. Alaşehir sıyrılma fayının taban ve tavan bloğundaki kayaç gruplarındaki bu kıvrımlar Miyosen sırasında tabaka-paralel kısalma ile oluşan genişlemeye bağlı yapılarla ilişkilidirler. Alaşehir sıyrılma fayı, Salihli ve Alaşehir segmentleri arasındaki kıvrım eksenleri farkından da anlaşılacağı üzere, Pliyo-Kuvaterner yaşlı yüksek-açılı normal faylar tarafından kesilerek geriye doğru döndürülmüş ve güneye doğru eğilmiştir.

ACKNOWLEDGMENTS

This paper is taken from two BSc theses (Şen, 2004; Ağırbaş, 2006). The geologist Hakan Ağırbaş, who has left the earth sciences, gave his permission to publish the theses in this study to other researchers. The corresponding author thanks T. Ustaömer from İstanbul University for his thoughtful reviews and constructive comments during the preparation before their graduation. He is also grateful to the people of Yenipazar and Alkan villages in Salihli and Alaşehir for their help during fieldwork. We thank the editor-in-chief, E. Yiğitbaş, as well as B. Doğan and B. Rojay and an anonymous referee for their thoughtful reviews and constructive criticism of our manuscript.

ORCID

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

Serdal Karaağaç  <https://orcid.org/0000-0002-2458-3269>

Ümitcan Erbil  <https://orcid.org/0000-0001-8706-9796>

REFERENCES

- Ağırbaş, H. (2006). *Alkan köyü (Alaşehir) ve yakın çevresinde Gediz grabeni' nin stratigrafisi ve yapısal özellikleri* [B.Sc. thesis]. İstanbul University, (in Turkish), 115 pp.
- Ağırbaş, H. & Şen, F. (2012). Neogene-Quaternary stratigraphy and tectonics of Alaşehir graben, Western Anatolia. *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, Proceedings* (p.38). 1-5 October 2012, İzmir, Turkey, pp:38.

- Arpat, E. & Bingöl, E. (1969). The rift system of western Turkey: Thoughts on its development. *Bulten of the Mineral Research and Exploration Institute*, 75, 1-9.
- Axen, G.J. & Bartley, J. M. (1997). Field test of rolling hinges: Existence, mechanical types and implications for extensional tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 102, 20515-20537.
- 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>
- Bozkurt, E. (2000). Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications. In E. 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*, 385-403.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey - a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(01\)01066-X](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(01)01066-X)
- Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16, 61-81. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(03\)00002-0](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(03)00002-0)
- Bozkurt, E. (2007). Extensional vs contractional origin for the Southern Menderes shear zone, Southwest Turkey: tectonic and metamorphic implications. *Geological Magazine*, 144, 191-201. <https://doi.org/10.1017/S0016756806002664>
- Bozkurt, E. & Sözbilir, H. (2004). Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63-79 <https://doi.org/10.1017/S0016756803008379>
- 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, 299-316. <https://doi.org/10.3166/ga.18.299-316>
- Bhattacharya, A. R. (2022). *Superposed Folds. In Structural Geology. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-80795-5_20
- Buck, W. R. (1988). Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, 7, 959-973.
- Buscher, J. T., Hampel, A., Hetzel, R., Dunkl, I., Glotzbach, C., Struffert, A., Akal, C. & Ratz, M. (2013). Quantifying rates of detachment faulting and erosion in the central Menderes massif (western Turkey) by thermochronology and cosmogenic ¹⁰Be. *Journal of Geological Society London*, 170, 669-683. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-132>
- Candan, O., Dora, O., Oberhänsli, R., Çetinkaplan, M., Partzsch, J., Warkus, F. & Dürr, S. (2001). Pan-African high-pressure metamorphism in the Precambrian basement of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 89, 793-811. <https://doi.org/10.1007/s005310000097>
- Candan, O., Koralay, O. E., Topuz, G., Oberhänsli, R., Fritz, H., Collins, A. S. & Chen, F. (2016). Late Neoproterozoic gabbro emplacement followed by early Cambrian eclogite-facies metamorphism in the Menderes Massif (W. Turkey): Implications on the final assembly of Gondwana. *Gondwana Research*, 34, 158-173. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.02.015>
- Cohen, H. A., Dart, C. J., Akyüz, H. S. & Barka, A. A. (1995). Syn-rift sedimentation and structural development of Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 152, 629-638
- Çemen, İ., Tekeli, O., Seyitoğlu, G. & Işık, V. (2005). Are turtleback fault surfaces common tectono-morphologic features of highly extended terranes?. *Earth Science Reviews*, 73, 139-148. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.07.001>
- Çiftçi, N. B. & Bozkurt, E. (2008). Folding of the Gediz Graben fill, SW Turkey: extensional and/or contractional origin?. *Geodinamica Acta*, 21, 145-167. <https://doi.org/10.3166/ga.21.145-167>
- Çiftçi, N. B. & Bozkurt, E. (2009). Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben, SW Turkey. *Sediment Geology*, 216, 49-79. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.01.004>

- 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. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00438.x>
- Demircioğlu, D., Ecevitoglu, B. & Seyitoğlu, G. (2010). Evidence of a rolling hinge mechanism in the seismic records of hydrocarbon-bearing Alaşehir graben, western Turkey. *Petroleum Geoscience* 16, 155-160.
- Dewey, J. F. & Şengör, A. M. C. (1979). Aegean and surrounding region: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84–92.
- Dewey, J. D. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7, 1123–1139.
- 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 Virtual Exploration*, 8, 169–183.
- 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. <https://doi.org/10.1007/s12583-020-1400-0>
- Dora, O. Ö., Candan, O., Kaya, O., Koralay, E. & Dürr, S. (2001). Revision of “Leptite-gneisses” in the Menderes Massif: a supracrustal metasedimentary origin. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 836-851. <https://doi.org/10.1007/s005310000102>
- Ediger, V., Batı, Z. & Yazman, M. (1996). Palynology 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. (1990). *Sart Mustafa (Salihli)-Adala-Dereköy (Alaşehir) arasının jeolojisi ve Gediz Grabeni'nin yapısına bir Yaklaşım* (Rapor no TBAG-732/YBAG-0001). TÜBİTAK, 65 Unpublished (In Turkish).
- Emre, T. (1996). Geology and tectonics of Gediz Graben. *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 Turkey). In *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region* (73-94). İzmir, Turkey.
- Erdoğan, B. & Güngör, T. (2004). The problem of the core-cover boundary of the Menderes massif and an emplacement mechanism for regionally extensive gneissic granites, western Anatolia (Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 15-36.
- Eyidoğan, H. & Jackson, J. (1985). A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969–70 in western Turkey: Implication for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 81, 569–607.
- Gessner, K. (2000). *Eocene Nappe Tectonics and Late-Alpine Extension in the Central Anatolide Belt, Western Turkey-Structure, Kinematics and Deformation History* [Ph.D thesis]. Johannes Gutenberg University Earth Sciences Department, Mainz, Germany.
- Gessner, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R., Passchier, C. W. & Güngör, T. (2001). An active bivergent rolling hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. *Geology*, 29, 611-614. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0611:AABRH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0611:AABRH>2.0.CO;2)
- Gessner, K., Gallardo, L.A., Markwitz, V., Ring, U. & Thomson, S.T. (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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.1001.1005>
- 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/10.1017/S0016756806003025>
- Gürer, A., Gürer, Ö. F., Pinçe, A. & Ilkisik, O. M. (2001). Conductivity structure along the Gediz graben,

- west Anatolia, Turkey: Tectonic implications: *International Geology Review*, 43, 1129-1144. <https://doi.org/10.1080/00206810109465065>
- Heineke, C., Hetzel, R., Nilius, N.P., Zwingmann, H., Todd, A., Mulch, A., Wölfler, A., Glotzbach, C., Akal, C., Dunkl, I. & Raven, M. (2019). Detachment faulting in a bivergent core complex constrained by fault gouge dating and low-temperature thermochronology. *Journal of Structural Geology*, 127, Article 103865. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.103865>
- Hetzel, R., Passchier, C. W., Ring, U. & Dora, O. Ö. (1995a). Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes Massif (SW Turkey). *Geology*, 23, 455-458. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0455:BEIOBT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0455:BEIOBT>2.3.CO;2)
- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C. & Troesch, M. (1995b). Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society*, 152, 639-654. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.4.0639>
- Hetzel, R., Zwingmann, H., Mulch, A., Gessner, K., Akal, C., Hampel, A., Güngör, T., Petschick, R., Mikes, T. & Wedin, F. (2013). Spatiotemporal evolution of brittle normal faulting and fluid infiltration in detachment fault systems: a case study from Menderes massif, western Turkey. *Tectonics*, 32, 1-13.
- Işık, V., Seyitoğlu, G. & Çemen, İ. (2003). Ductile-brittle transition along the Alaşehir detachment fault and its structural relationship with the Simav detachment fault, Menderes Massif, western Turkey. *Tectonophysics*, 374, 1-18. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00275-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00275-0)
- Jackson, J. & McKenzie, D. (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors and rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal*, 93, 45-73.
- Jolivet, L. & Patriat, M. (1999). Ductile extension and the formation of the Aegean Sea. In Durand, B., Jolivet, L., Seranne, M. (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, 156, 356-427.
- Jolivet, L. & Faccenna, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19, 1095-1106. <https://doi.org/10.1029/2000TC900018>
- 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., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denele, Y., Brun, J.P., Philippon, M., Paul, A., Salaun, G., Karabulut, H., Piromallo, C., Monie, P., Gueydan, F., Okay, A.I., Oberhansli, R., Pourteau, A., Augier, R., Gadenne, L. & Driussi, O. (2013). Aegean tectonics: strain localization, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597-598, 1-33.
- Kaya, O. (1979). Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafi si ve tektoniği [Neogene Stratigraphy and tectonics of the Middle East Aegean depression]. *Geological Society of Turkey Bulletin*, 22(1), 35-58 [in Turkish with English abstract]. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/96a754649af389e_ek.pdf
- Ketin, İ. & Canitez, N. (1979). *Yapısal Jeoloji*. İstanbul Teknik Üniversitesi Kütüphanesi, Sayı: 1143, İkinci baskı, İstanbul/Türkiye.
- Kissel, C., & Laj, C. (1988). Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a palaeomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, 146, 183-201.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. & Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156, 605-616. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.3.0605>
- Konak, N. (2002). *Geological map of turkey in 1/500,000 scale. İzmir Area Map* (Şenel, M. (Ed.). General Directorate of Mineral Research and Exploration, Publication of Mineral Research and Exploration Directorate of Turkey.
- 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 Royal Society, London, Seri A*, 300, 357–372.
- Lips, A. L. W., Cassard, D., Sözbilir, H., Yılmaz, Y. & Wijbrans, J. R. (2001). Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89, 781–792. <https://doi.org/10.1007/s005310000101>
- Manning, A. H. & Bartley, J. M. (1994). Postmylonitic deformation in the Raft River metamorphic core complex, northwestern Utah: Evidence of a rolling hinge. *Tectonics*, 13, 596–612.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of Astronomical Society*, 55, 217–254.
- Mercier, J. L. (1981). Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru–north Bolivia. *Philosophical Transactions of Royal Society, London, Seri A*, 300, 337–355.
- Meulenkamp, J. E., Wortel, W. J. R., Van Wamel, W.A., Spakman, W. & Hoogerduyn-Strating, E. (1988). On the Hellenic subduction zone and geodynamic evolution of Crete in the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 203–215.
- Meulenkamp, J.E., Van Der Zwaan, G.J., & Van Wamel, W.A. (1994). On Late Miocene to recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 234, 53–72.
- Oberhänsli, R., Candan, O., Dora, O. Ö. & Dürr, S. (1997). Eclogites within the Menderes Massif/ western Turkey. *Lithos*, 41, 135–150. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(97\)82009-9](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(97)82009-9)
- Okay, A. İ., & Satır, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495–516.
- Önal, M. (2000). *Sahada Yerbilimi Çalışmaları*. İstanbul Üniversitesi Basımevi ve Film Merkezi, İkinci baskı, İstanbul/Türkiye.
- Öner, Z. & Dilek, Y. (2011). Supradetachment basin evolution during continental extension: The Aegean province of western Anatolia, Turkey. *GSA Bulletin*, 123, 2115–2141 <https://doi.org/10.1130/B30468.1>
- Öner, Z. & Dilek, Y. (2012). Erratum "Supradetachment basin evolution during continental extension: The Aegean province of western Anatolia, Turkey" (v. 123, no. 11/12, p. 2115–2141, doi: 10.1130/B30468.1 . *GSA Bulletin*, 124(1-2), 256.
- Öner, Z. & Dilek, Y. (2013). Fault kinematics in Supradetachment basin formation, Menderes core complex of western Turkey. *Tectonophysics*, 608, 1394–1412. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.003>
- Purvis, M. & Robertson, A. (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. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.08.005>
- Ring, U., Laws, S. & Bernet, M. (1999). Structural analysis of a complex nappe sequence and late orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. *Journal of Structural Geology* 21, 1575–1601. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00108-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00108-X)
- Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R. & Gessner, K. (2003). Tectonic denudation of a Late Cretaceous–Tertiary collisional belt: regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. *Geological Magazine* 140, 421–441. <https://doi.org/10.1017/S0016756803007878>
- 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, 1–24. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1034\(200001/03\)35:1<1::AID-GJ834>3.0.CO;2-A](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1034(200001/03)35:1<1::AID-GJ834>3.0.CO;2-A)
- Seyitoğlu, G., & Scott, B.C. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geology Magazine*, 28, 155–166.
- Seyitoğlu, G. & Scoot, B. (1992). The age of the Büyük Menderes Graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Magazine*, 129, 239–42.

- Seyitoğlu, G. (1999). Discussion on evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 156, 1240-1242. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.6.1240>
- Seyitoğlu, G., Çemen, İ. & Tekeli, O. (2000). Extensional folding in the Alaşehir (Gediz) graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 157, 1097-1100. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.6.1097>
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. & Işık, V. (2002). The role of flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir Graben, western Turkey. *Geology Magazine* 139, 15-26. <https://doi.org/10.1017/S0016756801005969>
- Seyitoğlu, G., Işık, V. & Çemen, İ. (2004). Complete Tertiary exhumation history of the Menderes Massif, western Turkey: an alternative working hypothesis. *Terra Nova*, 16, 358–363
- 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. <https://doi.org/10.3906/yer-1401-23>
- Seyitoğlu, G. & Işık, V. (2015). Late Cenozoic extensional tectonics in western Anatolia: Exhumation of the Menderes core complex and formation of related basins. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 151, 49-109 <https://doi.org/10.19111/bmre.49951>
- Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 10, 51-67
- Şen, F. (2004). *Karadut ve çevresinde Gediz grabeni'nin stratigrafisi ve yapısı* [B.Sc. thesis]: İstanbul, İstanbul University, (in Turkish), 110 pp.
- Şen, F. & Ağırbaş, H. (2012). Fold geometry in Karadut fault, Alaşehir graben, Western Anatolia. *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, Proceedings.* (pp.:31). İzmir, Turkey.
- Şen, F. (2016). Late Miocene termination of tectonic activity on the detachment in the Alaşehir Rift, Western Anatolia: Depositional records of the Göbekli Formation and high-angle cross-cutting faults. *EGU General Assembly* 18:3541
- Şen, Ş. & Seyitoğlu, G. (2009). Magnetostratigraphy of early–middle Miocene deposits from east–west trending Alaşehir and Büyük Menderes grabens in western Turkey, and its tectonic implications. *Geological Society of London Special Publication* 311, 321–342. <https://doi.org/10.1144/SP311.13>
- Şengör, A. M. C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from eastern Turkey. In Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics. Geological Society, London, Special Publications*, 28, 575–589
- Şengör, A. M. C., Görür, N., & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation: 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 Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication*, 37, 227–264.
- Şengör, A. M. C. & Bozkurt, E. (2012). Layer-parallel shortening and related structures in zones undergoing active regional horizontal extension. *International Journal of Earth Sciences*, 102, 101-119. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0777-0>
- Thomson, S. N., Stöckhert, B., & Brix, M. R. (1998). Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: implications for the speed of tectonic processes. *Geology*, 26, 259–262.
- Wernicke, B. & Axen, G.J. (1988). On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16, 848-851.
- Wölfler, 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. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2017.07.004>

Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, Ö. F, Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. & Elmas, A. (2000). When did western Anatolian grabens begin to develop?. *Geological Society of London Special Publication*, 173, 353-384. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.17>



**Bir Heyelanın Anatomisi: 17 Mart 2005 Kuzulu (Koyulhisar - Sivas, Türkiye)
Heyelanı Örneğinde Temel Jeolojik Araştırmaların Öneminin Değerlendirilmesi**

*Anatomy of a Landslide: Evaluation of the Importance of Basic Geological Investigations as exemplified
in the Kuzulu (Koyulhisar – Sivas, Türkiye) Landslide of 17 March 2005*

**Halil Gürsoy^{1,*}, Orhan Tatar², Bekir Levent Mesci¹,
Oktay Canbaz¹, Ali Polat³, Zafer Akpınar⁴**

¹ Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

² AFAD Deprem ve Risk Azaltma Genel Müdürlüğü, Ankara

³ Sivas Valiliği AFAD İl Müdürlüğü, Sivas

⁴ Balıkesir Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Balıkesir

• Geliş/Received: 10.10.2023

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 30.11.2023

• Kabul/Accepted: 30.11.2023

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 26.12.2023

• Baskı/Printed: 30.01.2024

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: 17 Mart 2005 günü Koyulhisar (Sivas, Türkiye) ilçesinin batısında büyük ve karmaşık bir heyelan oluşmuştur. Daha çok moloz ve çamur akması şeklindeki bu heyelan çok kısa bir sürede vadi içerisindeki Kuzulu yerleşim alanı üzerine akmış ve 15 kişi yaşamını yitirmiştir. Kuzulu heyelan bölgesi ve yakın çevresinin gerek bölgesel topografik yapısı gerekse taç ve topuk bölgesinin konumu, bu heyelanın tek türde ve tek bir hareketle sınırlı olarak gelişmiş basit bir kütle hareketi olmadığını göstermektedir. Bu bölgede 17 Mart 2005-Ağustos 2007 dönemleri arasında en az 4 büyük akma hareketi daha gerçekleşmiştir. Bu heyelanı hazırlayan ve hızlandıran en önemli faktörlerden birisi, taç bölgesi ve çevresinde gözlenen yoğun süreksizlik ve normal fay düzlemlerini kullanarak eriyen karlardan sızan yüzey ve yeraltı sularıdır. Bu sular oldukça altere olmuş volkanik kayalar suya aşırı doygun hale getirmiştir. Altta yer alan kireçtaşı ile altere olmuş volkanik kayalar arasında gelişen bir yenilme yüzeyi boyunca büyük çoğunluğu volkanik kayalardan türemiş malzemenin hareket etmesine neden olmuştur.

Günümüzde son derece gelişmiş teknolojik cihazlarla detaylı bir şekilde hareket hızları ve yönü izlenebilen kütle hareketlerinin neden ve sonuçlarının doğru yorumlanabilmesi için aynı zamanda bölgenin detaylı temel jeolojik haritalarının da yapılması gereklidir. Kuzulu heyelanının gelişim biçimi ve tetikleyici faktörleri hakkında farklı görüş ve yorumlamalar söz konusu olup, farklılığın temel nedeninin heyelan bölgesi ve çevresinin jeolojik ve tektonik yapısının ayrıntılı araştırılmamasından kaynaklanmaktadır.

Bu çalışmada, bölgenin temel jeolojik özelliklerini ortaya koyan detaylı yeni jeolojik harita yapılmış olup, önceki yapılan çalışmalarla karşılaştırmalı olarak heyelanın özellikleri yeniden değerlendirilmiştir. Kuzulu Heyelan bölgesinin heyelan öncesi ve heyelan sonrası uydu görüntülerinden oluşturulan Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) haritaları yardımıyla toplam 10.367.766 m³'lük bir hacimsel hareket oluşmuş olup, heyelan sınırları içerisinde kalan bölgeden net olarak 9.372.880 m³'lük bir malzemenin aktığı hesaplanmıştır.

Kentsel planlama ve yerleşime uygunluk açısından yapılacak çalışmalarda zeminin mühendislik jeolojisi özelliklerinin yanı sıra çevredeki bölgenin jeomorfolojik yapısı da önem taşımaktadır. Koyulhisar ilçe merkezinin KAFZ gibi aktif bir fay zonunun hemen yakınında ve aktif bir heyelan üzerinde olması, buna tipik bir örnektir. Ayrıntılı jeolojik, jeomorfolojik, heyelan duyarlılık, tehlike ve risk haritalarının yapılması deprem ve heyelanların öncesi ve sonrasında oluşabilecek her türlü zararları önleme açısından büyük önem taşımaktadır.

Anahtar Kelimeler: Hacim hesaplama, jeolojik haritalama, jeomorfoloji, Koyulhisar, Kuzulu heyelanı.

Abstract: On 17 March 2005, a large and complex landslide occurred west of Koyulhisar (Sivas, Turkey). This landslide, mostly comprising debris derived from volcanic rocks and mud flow, moved over the Kuzulu settlement area in the valley in a very short time and 15 people were killed. The Kuzulu landslide zone is not a simple mass movement limited to a single movement. Instead, complexities are introduced by the regional topographic structure and location of the crown and heel zone so that at least 4 other large flow movements occurred in this region between 17 March 2005 and August 2007. One of the most important factors initiating and accelerating this landslide has been the influence of surface and groundwater seepage from melting snow. This seepage has followed the dense pattern of discontinuities and normal fault planes observed in and around the crown region. These waters saturated the profoundly altered volcanic bedrocks with water, and as a result, a slip surface developed between the underlying limestone and weathered volcanic rocks. This was responsible for the catastrophic mass movement.

To correctly interpret the causes and consequences of mass movements, where the movement speeds and directions can be monitored in detail using the advanced technological tools available today, detailed geological mapping is essential. There are currently differing interpretations of the development and triggering factors responsible for the Kuzulu landslide. This is primarily because the geological and tectonic structure of the landslide zone and its surroundings have not hitherto been investigated in the necessary detail.

In this study, a detailed new geological map revealing the basic geological features of the region has been compiled and the characteristics of the landslide re-evaluated for comparison with previous studies. With the help of Digital Elevation Model (DEM) maps created from the satellite images of the Kuzulu Landslide area before and after the landslide, a total volumetric movement of 10.367.766 m³ is estimated to have occurred. We calculate that a net 9,372,880 m³ of material flowed from the area within the landslide boundary.

Any assessments of ground suitable for settlement with a view to urban development and planning requires a proper understanding of the geomorphological structure of the surrounding region and the engineering geological properties of the ground. The fact that Koyulhisar district centre is located both in the immediate vicinity of an active fault zone such as KAFZ and on an active landslide area emphasises this issue. Detailed geological, geomorphological, landslide susceptibility, hazard and risk maps are of great importance to prevent or mitigate the damaging consequences of earthquakes and the landslides that they may be motivated.

Keywords: Geological mapping, geomorphology, Koyulhisar, Kuzulu landslide, volume calculation.

GİRİŞ

Yeryuvarı üzerinde meydana gelen deprem, tsunami, volkanik faaliyet, heyelan ve çığ gibi büyük doğal afetler meydana geldikleri bölgelerdeki toplum yaşamını olumsuz etkileyerek çoğu zaman önemli can ve mal kayıplarına neden olabilmektedir. Heyelan toprak, moloz veya kaya kütlelerinin yamaç aşağı hareketi olarak tanımlanmaktadır (Cruden, 1991). Heyelanlar, bu doğal afetler içerisinde insanoğlunun en yaygın olarak karşılaştığı bir türdür ve yaratmakta olduğu olumsuz etkilerden dolayı önemli bir yere sahiptir. Bilinçsizce yapılan yamaç-şev kazısı, yapay patlatmalar, yamaç eğimi yönünde bitki örtüsünün yok edilmesi, çeşitli amaçlarla arazinin yanlış kullanılması gibi doğal olmayan çeşitli faktörler de

bu tür kütle hareketlerinin daha hızlı gelişmesine katkı sağlamaktadır. Hareketin hızı ve büyüklüğü, topografik eğim, şev açısı, kayaçların süreksizlik düzlemlerinin sıklığı ve eğimlerinin yanı sıra zeminin içerdiği su miktarı ile de doğru orantılıdır. Etkin oldukları bölgelerdeki yerleşim alanlarında neden olduğu can kayıplarının yanında, kara ve demiryolları, enerji nakil hatları, baraj gölleri, tarımsal alanlar ve konutlara verdiği zararlar da ülke ekonomisi açısından oldukça önemlidir.

Dünya'nın farklı bölgelerinde birçok can ve mal kaybına neden olmuş büyük heyelan örnekleri vardır. Örneğin Schuster ve Flemming (1986), ABD, Japonya, Hindistan ve İtalya'nın her birinin heyelanlar nedeniyle yıllık ekonomik kaybının 1 Milyar Dolar veya daha fazla olduğunu

tahmin edildiğini belirtmektedir. İsviçre'nin Elm kasabasında 1881'de terkedilen bir taş ocağında 10 milyon m³ moloz ve kayadan oluşan malzemenin hareketi sonucu 115 kişi yaşamını yitirmiştir. Orta Amerika'daki Panama kanalı inşaatında planlanan toplam kazı 70 milyon m³ iken, heyelanlar sonucunda bu değer 175 milyon m³'e yükselmiştir. Semenza ve Ghirotti (2000), 1963 Vaiont heyelanında heyelan tarihinin ve jeolojik faktörlerin önemini araştırmışlardır. 1963 yılında İtalya'daki Vajont (Vaiont) barajında Jura kireçtaşlarında eski bir heyelan yeniden harekete geçmiş ve 270 milyon m³ malzeme baraj göl alanı içerisine akarak oluşturduğu su taşkını sonucunda yaklaşık 2000 kişinin boğularak ölümüne neden olmuştur (Kilburn ve Petley, 2003). And dağlarında (Peru) Huascaran tepesinde moloz kaymasından 5.000 kişi ve 1970 Peru depremine bağlı olarak aynı yerde yine moloz akması sonucu 18.000 kişi hayatını kaybetmiştir. 1971 yılında Japonya'da deprem ve Muson yağışları etkisiyle oluşan heyelan sonucu 5.000 konut yıkılmış ve 180 kişi, And dağlarında Montara vadisinde ise 1974'te kaya kayması sonucunda ise 450 kişi yaşamını yitirmiştir.

Türkiye'de ise özellikle Karadeniz, Marmara ve Doğu Anadolu bölgeleri başta olmak üzere ilkbahar aylarında artış gösteren heyelanlar, birçok bölgede ciddi can kaybının yanı sıra, ekonomik ve sosyal kayıplara da neden olmuştur. Son 50 yılda kolayca hatırlanabilen 23 Haziran 1988 Çatak (Maçka) heyelanında 65 kişi yaşamını yitirmiş ve büyük maddi kayıplar ortaya çıkmıştır. Aşırı yağıştan kaynaklanan kütle hareketlerine bağlı olarak 13 Temmuz 1995 günü Senirkent (Isparta)'te yaşanan sel ve çamur akıntısı sonucunda ise 74 kişi hayatını kaybetmiş, yüzlerce konut akan çamur altında kalmıştır (Öztürk, 2002). 1950-2023 yılları arasında heyelandan etkilenmiş konut sayısı yaklaşık 79.774, meydana gelen heyelan olayı sayısı yaklaşık 23.735 ve heyelandan etkilenmiş ve/veya etkilenmekte olan yerleşim yeri sayısı ise yaklaşık 8.277'tir. Meydana gelen

heyelanlar nedeni ile yeri değiştirilen konut sayısı ise 92.615'tir (AFAD-ARAS, 2023a ve b). Sivas ili, Koyulhisar ilçesi, Sugözü köyü'nün Kuzulu Mahallesi'nin yerleştiği alanın üst kotlarında 17.03.2005 tarihinde büyük ölçekli bir heyelanın meydana gelmesi sonucunda 15 kişi toprak altında kalarak hayatını kaybetmiş, 72 konut ise heyelandan etkilenmiştir (AFAD-ARAS, 2023a ve b). Yakın tarihte ise Ordu ili Aybastı İlçesi Sağlık Mahallesinde 15.02.2019'da meydana gelen heyelanda can kaybı yaşanmamış fakat 80'i konut olmak üzere toplam 96 yapı etkilenmiştir.

Dünyadan ve Türkiye'den verilen heyelan örneklerinden de görüleceği üzere, özellikle son yıllarda iklimsel değişimlere bağlı olarak mevsim dışı dönemlerde gerçekleşen anormal yağışların neden olduğu su ve sel baskınlarının artmasının yanı sıra suya doygun hale gelen topraklarla ilişkili gelişen heyelan sayılarında artış gözlenmektedir. Heyelan olaylarının en yoğun gözlemlendiği ülkelerden Çin'de 1951-1989 yılları arasında 5.000'den fazla can ve yıllık 500 Milyon Dolar ekonomik kayıp yaşanmıştır (Li ve Wang, 1992). Bu yüksek kayıplar nedeniyle heyelan riskini azaltabilmek amacıyla risk değerlendirmesi ve risk yönetimi konusunda çeşitli yaklaşımların uygulanabilirliği arayışları devam etmektedir (Dai vd., 2002). Heyelanların verdiği bu zararları en aza indirmek için son yıllarda teknolojiye gelişimlere paralel olarak elektronik cihazlar yardımıyla ve jeodezik yöntemler kullanılarak kütle hareketleri izleme çalışmalarına başlanmıştır. Küresel ölçekte uydu sayılarının artmasıyla birlikte, diğer jeodezik ölçümlere göre heyelanlar GPS ile de izlenmeye başlanmış ve ölçümlerinin yatayda 12-16 mm ve düşeyde 18-24 mm'ye kadar daha hassas biçimde ölçülebildiği görülmüştür (Gili vd., 2000). Nitekim Hastaoğlu ve Şanlı (2011) tarafından Koyulhisar kent merkezi ve çevresindeki heyelanının dikey hızlardan sapmalarını izlemek amacıyla statik GPS kullanılarak birtakım ölçümler yapılmıştır.

Türkiye'de doğal afet risk kapsamında değerlendirilen heyelanlarla ilgili son yıllarda ülke

çapındaki kurumsal çalışmalar Heyelan Yoğunluk Haritaları (AFAD-ARAS, 2023a) ve Türkiye Heyelan Envanteri Haritası (Duman vd., 2011) başlıkları altında toplanmış, basılmış ve MTA'nın web sayfasında (Çan vd., 2013) yayınlanmıştır. Tüm ülkeyi kapsayan Türkiye Heyelan Envanteri (AFAD-ARAS, 2023b; Duman vd., 2011) ve Heyelan Duyarlılık Haritaları tüm kamu kurum ve kuruluşlarının kullanımına açık durumdadır. Ayrıca güncel bazı çalışmalarla yersel ölçekte yapay sinir ağları ve sayısal işlemlerle (Gökçeoğlu vd., 2005; Yılmaz, 2009; Das vd. 2013) heyelan duyarlılık haritaları da üretilmiştir.

Bu makalede 15 kişinin can kaybına ve 72 konutun yıkılmasına neden olan 17 Mart 2005'te meydana gelen Kuzulu Heyelanı (Koyulhisar, Sivas) ele alınmıştır. Bu çalışma ile Kuzulu Heyelanı ve yakın dolayının detaylı temel jeolojik haritalaması, heyelan sahası ve yakın çevresinin ana yapısal jeolojik özelliklerinin ortaya çıkarılması, heyelan morfolojisi ve karakteristik özellikleri ile heyelan kütesinin hacimsel hesaplamalarını kapsamaktadır. Çalışma sonucunda elde edilen veriler ile literatürdeki çalışmalara ait sonuçlarının tartışılması amaçlanmaktadır.

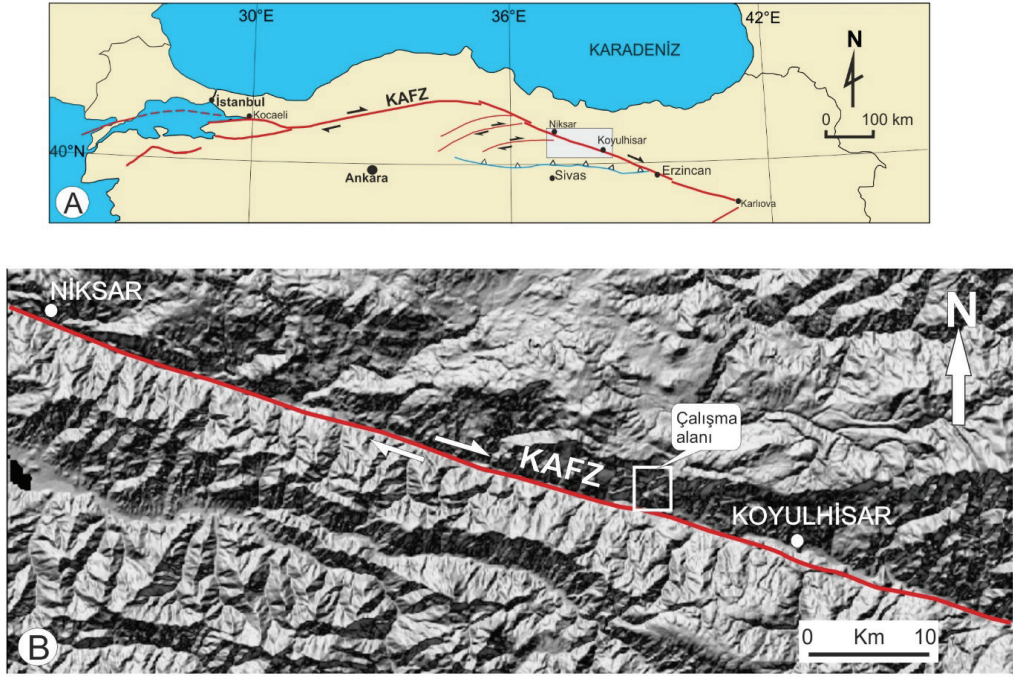
HEYELAN BÖLGESİNİN GENEL KONUMU ve ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Bu çalışmanın konusu olan heyelan 17 Mart 2005 de saat 10.30 dolayında Sivas ili Koyulhisar ilçesinin 15 km batısındaki Sugözü köyüne bağlı Kuzulu mahallesinde meydana gelmiştir. Heyelan, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ana kırığının Kelkit Çayı vadisi segmentinin kuzey kenarındaki topografik sarpılık üzerinde başlamış, Kuzulu Mahallesi yerleşim alanının bulunduğu Agnus Deresi vadisi içerisine doğru moloz ve çamur akması şeklinde gerçekleşmiştir (Şekil 1).

Kütle hareketinin ana kaynak alanı, Kuzulu mahallesi kuzeydoğusundaki Sorkun yaylası ve güneydoğusundaki Agnus Deresi vadisinin 1.500 ile 1.650 m kotlarında güneye akan doğal su

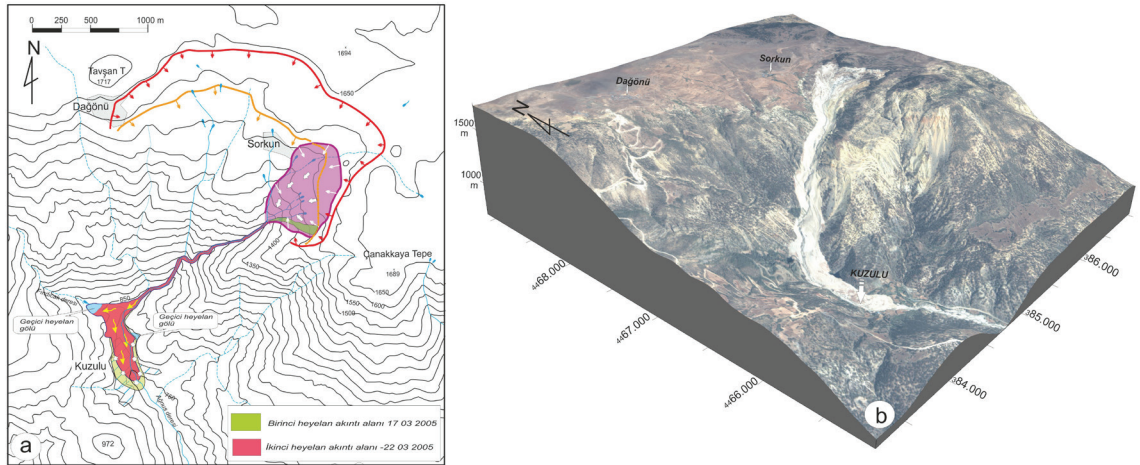
kaynakları bölgesidir. (Şekil 2). Bu kütle hareketi sonucunda 15 kişi ve birçok evcil hayvan toprak altında kalarak hayatını kaybetmiş, 72 ev hasar görmüştür.

Heyelandan hemen sonra bölgede yapılan gözlemlere ait ilk bulgular Tatar vd. (2005) tarafından ortaya konulmuştur. Bu değerlendirmeden kısa bir süre sonra Duman vd. (2005) tarafından da benzer içerikte bir değerlendirme raporu hazırlanmıştır. Erik ve Yılmaz (2005) ise Kuzulu Heyelanını bir moloz çığı olarak nitelemiştir. Daha sonra yapılan diğer bazı çalışmalarda ise heyelan bölgesinin daha çok jeoteknik ve heyelan duyarlılık özellikleri irdelenmiştir. Örneğin Gökçeoğlu vd. (2005) heyelan bölgesi ve yakın çevresinin CBS ortamında heyelan duyarlılık haritasına yönelik bir çalışma yapmıştır. Yılmaz vd. (2006) ise heyelanı jeoteknik açıdan değerlendirmiş ve heyelanın oluşumunun kireçtaşlarındaki karstik çöküntü ile ilgili olduğunu öne sürmüştür. Bu heyelanın olası nedenlerine yönelik jeoteknik açıdan bir başka çalışma ise Ulusay vd. (2007) tarafından yapılmıştır. Bu araştırmacılar heyelanın altta yer alan kireçtaşı ile onun üzerindeki oldukça altere olmuş volkanikler arasındaki gelişen bir yenilme yüzeyi boyunca, yeraltı ve eriyen kar sularının da etkisiyle geliştiğini belirtmektedir. Ulusay vd. (2007) Kuzulu heyelanı öncesi ve sonrasında, bölge ve yakın dolayında bu heyelanı tetikleyebilecek herhangi bir deprem kaydının olmadığını belirtmektedir. Kuzulu heyelanının bölge jeomorfolojisi ve KAFZ ile ilişkisini ortaya koymaya yönelik bir başka çalışma ise Yıldırım (2006) ve Karadoğan ve Yıldırım (2007) tarafından yapılmıştır. Ayrıca bu araştırmacılar, Ulusay vd. (2007)'nin aksine, Kuzulu heyelanının oluşumunun ana nedenlerinden birisinin 150 km daha doğuda Kelkit ilçesi yakınında meydana gelen 2.8 büyüklüğündeki deprem olduğunu öne sürmektedir.



Şekil 1. (A) Sağ yanal doğrultu atımlı KAFZ'nun bölgesel konumu. **(B)** Kelkit Çayı Vadisi segmentinin Niksar-Koyulhisar arası morfolojisini yansıtan SYM görüntüsü ve Kuzulu heyelanının yerbulduru haritası.

Figure 1. Regional location of the NAFZ **(A)**. DEM image illustrating the morphology of the Kelkit Stream Valley segment between Niksar-Koyulhisar and the location map of the Kuzulu landslide **(B)**.



Şekil 2. Kuzulu Heyelan bölgesinin (a) genel topografik yapısı, eski ve yeni heyelanların ana sınırları (b) Uydu görüntüsü giydirilmiş üç boyutlu blok diyagramı.

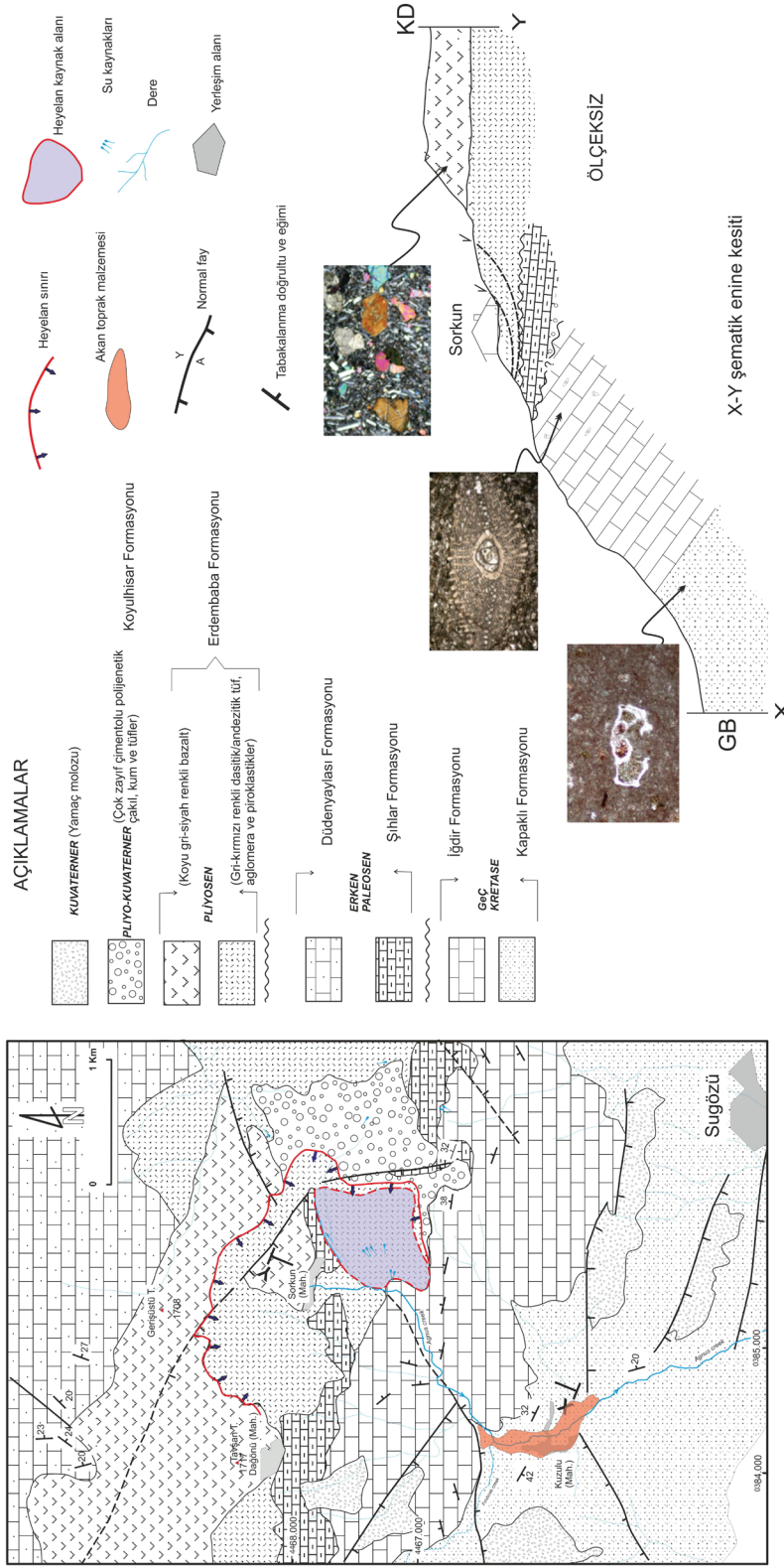
Figure 2. General topographic structure of the Kuzulu landslide area **(a)**, main boundaries of old and new landslides **(b)** Three-dimensional block diagram overlaid with satellite image.

HEYELAN BÖLGESİNİN JEOMORFOLOJİK ve JEOLojİK ÖZELLİKLERİ

En batıda Saroz körfezinden başlayıp, ülkemizin kuzeyinden geçerek en doğuda Karlıova'ya (Bingöl) kadar uzanan KAFZ, genişliği yer yer 10-15 kilometreye ulaşan büyük bir makaslama zonu (Şengör vd., 2005) oluşturmaktadır (Şekil 1). Doğuya doğru gittikçe daralan bu makaslama zonu üzerinde yer alan Kelkit Çayı Vadisi, büyük ölçüde KAFZ denetiminde gelişmiş Türkiye'nin en genç jeomorfolojik oluşumlarından birisidir. Bu vadi, aynı zamanda heyelan ve toprak akması gibi kütle hareketlerinin oluşumuna uygun jeolojik, jeomorfolojik ve iklimsel özelliklere sahiptir (Sendir ve Yılmaz, 2009; Das vd., 2013). Bu deformasyon zonunda özellikle kil ara katkılı kireçtaşı, kumtaşı ve volkanotortul kayalarda yoğun ezilme ve parçalanmalar yaygın olarak gelişmiştir. Yeraltı/yüzey suları ile etkileşimine bağlı olarak, bu bölgede yüzeyleyen kayalarda devamlı bir potansiyel heyelan tehlikesi söz konusudur. Bölgenin aktif sismik etkinlikleri de bu heyelan tehlikesini arttırıcı bir diğer etmendir. Bu türden derin çizgisel vadi oluşum bölgelerinde heyelan hareketleri sonucunda sık sık heyelan set gölleri oluşmaktadır. Bu kuşak üzerindeki en iyi örneklerden birisi Zınav deresi üzerindeki Zınav gölüdür. KAFZ'nun Kelkit Çayı Vadisi segmenti üzerinde büyük miktarda oyularak yay/yarı dairesel geometrilili topografik yapılar da gelişmiştir. Nitekim KAFZ'nun Koyulhisar-Niksar arasındaki kesiminde bu türden jeomorfolojik yapılar çok belirgindir (Şekil 1).

Kuzulu Heyelan bölgesi ve çevresini kapsayan yaklaşık 25 km²'lik alandaki topografik yükseklik 600 ile 1.850 m arasında değişmektedir (Şekil 2). Özellikle 600 ile 1.500 m kotları arasındaki topografik yapı Kelkit Çayı vadisini, 1.500 ile 1.850 m arasındaki topografik yapı ise dalgalı bir plato düzlüğünü oluşturmaktadır. Bu sarp topografik yapıyı ve Kelkit Çayı vadisi segmentinin gelişimini KAFZ ile kontrol eden bir diğer etmen ise bölgede yüzeyleyen kaya

birimlerinin jeolojik özellikleridir. Heyelan bölgesindeki Kelkit Vadisinin kuzey yamacının taban kısmında yer yer tuf, aglomera, ince bazaltik lav akıntısı ile ara katkılı kırmızı renkli pelajik kireçtaşı, silttaşı, kumtaşı ve kilitaşı ardalanmalı volkanosedimanter kayalar yüzeylemektedir (Şekil 3). İçyapısı oldukça deforme ve altere olmuş bu birim, üst kotlarda yüzeyleyen karbonat bileşimli kayalara göre daha kolay aşındığı ve ayrıştığı için vadi tabanında daha yumuşak bir topografya oluşturur. Bol Globotruncana'lı kırmızı renkli pelajik kireçtaşı tabakaları da içeren bu kayalar, Toprak (1989) tarafından Kapaklı Formasyonu olarak tanımlanmış ve Geç Santoniyen-Erken Maestrihtiyen (Geç Kretase) olarak yaşlandırılmıştır. Bu çalışmada saptanan *Globotruncana linneiana d'ORBIGNY*, *Globotruncana arca CUSHMAN*, *Globotruncana fornicata PLUMMER*, *Globotruncana contusa CUSHMAN*, *Globotruncanita stuartiformis d'ALBIEZ* planktonik foraminiferlerine ve *Orbitoides medius d'ARCHIAC*, *Omphalocyclus macroporus LAMARCK*, *Selimina spinalis İNAN* bentik foraminiferlerine göre Kapaklı Formasyonu'nun yaşı Geç Maestrihtiyen (Geç Kretase) olarak yaşlandırılmıştır. Genelde kalın katmanlı, kumlu-killi kirli beyaz, gri, sarı renkli bol makro fosil kavkılı kireçtaşlarından oluşan kaya birimi, ilk kez Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından Reşadiye Formasyonu'nun bir üyesi şeklinde "İğdir kireçtaşı" olarak adlandırılmıştır. Birden fazla litoloji topluluğundan oluşması nedeniyle bu kayaç topluluğu Toprak (1989) tarafından İğdir Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Kapaklı Formasyonunun üzerinde uyumlu olarak bulunan yer yer kalın katmanlı karbonat bileşimli bu kayaç topluluğu, bölgenin sarp topografyasını oluşturan en önemli faktördür (Şekil 2 ve 3). Özellikle üst kesimlerinde yoğun alg, rudist ve lamellibrans kavkıları içeren gittikçe sıklaşan bir denizel ortamda çökelen İğdir Formasyonu'nun yaşı Toprak (1989) tarafından Geç Maestrihtiyen olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada da *Rotalia* sp. ve Miliolidae gibi fosiller gözlenmiş olup, aynı yaş benimsenmiştir.



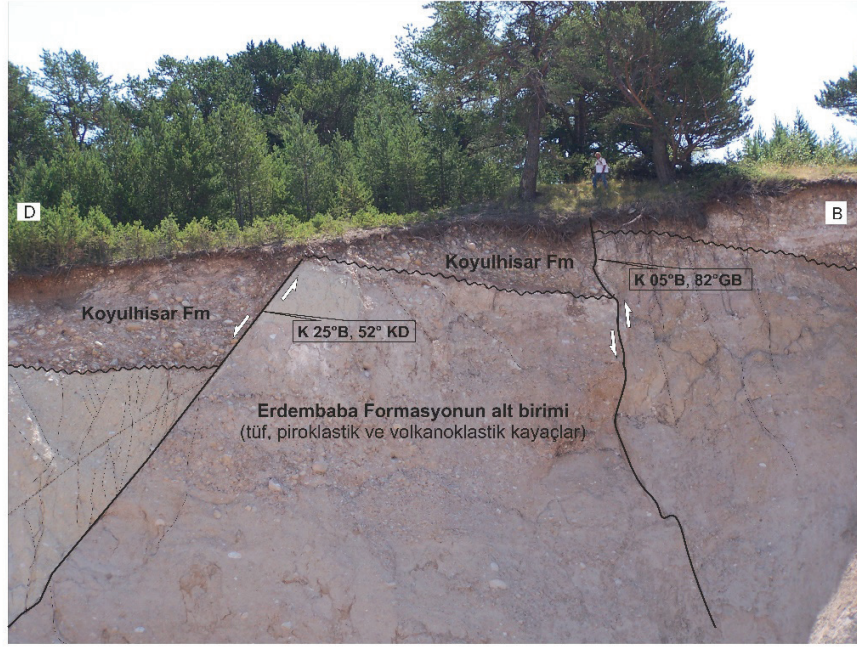
Şekil 3. Kuzulu Heyelan Bölgesi ve yakın dolayının jeolojisi haritası ve enine jeolojisi kesiti
Figure 3. Geological map and geological cross-section of the Kuzulu Landslide region and its surroundings.

Taban kısımlarında karbonatlı kayaçlardan türemiş karbonatlı-killi bir çimento ile bağlanmış köşeli çakıllar içeren, üste doğru fosil açısından fakir, kirli sarı renkli killi kumtaşı istifi, kısmen litolojik benzerliği nedeniyle Şıhlar Formasyonu (Toprak 1989) olarak kabul edilmiştir. Özellikle İğdir Formasyonunun üzerinde Sorkun Yaylası ve güneyinde yer yer yatay konumlu olarak bulunan bol çatlaklı bu formasyon, üstte ise Erdembaba Formasyonunun alt kesimlerinde yüzeyleyen gri, pembemsi gri ve açık mor renkli dasitik/andezitik tuf, aglomera ve piroklastikleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. İğdir Formasyonu ile Şıhlar Formasyonu arasında bu bölgede çok belirgin bir açılal uyumsuzluk gözlenmemekle birlikte, tabaka durumlarının farklılığı yersel bir açılal uyumsuzluğu işaret etmektedir (Şekil 3). İnceleme alanının kuzey kesiminde sarı renkli ince-orta katmanlı kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı araldanmasından oluşan istif Seymen (1975) tarafından Düdenyaylası Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Kırıntılı birimlerle araldanmalı, ince-orta katmanlı yapısı ile diğer karbonatlı kayaçlardan belirgin olarak ayırtılanabilen bu formasyon, Toprak (1989)'a göre sığ bir ortamda çökelmiş olup, yaşı da Monsiyen-Erken Tanesiyen (Orta-Geç Paleosen) dir. Düdenyaylası Formasyonu da İğdir Formasyonu gibi, Erdembaba Formasyonu'nun tuf, piroklastik ve bazaltik lav akıntıları tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Erdembaba Formasyonu'nun üst kesimlerinde yüzeyleyen koyu gri-siyah renkli yer yer yoğun küresel ayrışma gelişmiş bazaltik lav akıntıları yataya yakın konumlu olup, bölgedeki plato düzlüklerini oluşturur. Bu bazaltik lav akıntısı ve hemen altındaki andezitik/dasitik tuf ve piroklastikler ilk kez Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından "Erdembaba Bazaltları" olarak tanımlanmıştır. Terzioğlu (1986) ise bu birimin yalnızca bazaltlardan oluşmadığını belirterek Erdembaba volkanitleri; Toprak (1989) ise yine aynı yaklaşımla Erdembaba Formasyonu olarak yeniden adlandırmıştır. Herhangi bir radyometrik yaş bulgusu olmayan Erdembaba Formasyonu'nun

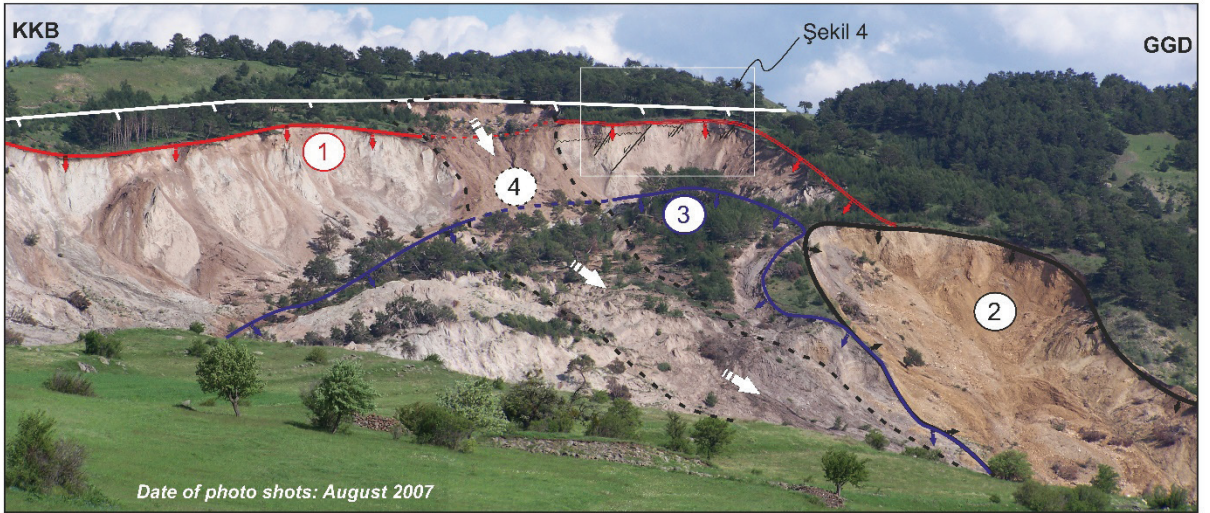
yaşı, stratigrafik ilişkiye göre Eosen'den genç Pliyo-Kuvaterner'den yaşlı olması (Toprak 1989) ve göreceli ilişkiye göre Geç Miyosen yaşlı birimlerin üzerinde gözlenmesi (Terlemez ve Yılmaz 1980; Terzioğlu 1986) gibi verilere dayanarak Pliyosen olarak kabul edilmiştir. Bölgede yüzeyleyen bir diğer kaya birimi ise çok zayıf, gevşek çimentolu çoktür bileşenli çakıl, kum, piroklastik kayaç materyali ve killi topraktan oluşmaktadır. Bu birim Kuzulu heyelanı kaynak bölgesinin hemen doğu ve güneydoğusunda yaklaşık 1,5 km²'lik bir alanda yüzeylemektedir (Şekil 3). Bu çakılların bir kısmı fosilli Eosen ve Geç Kretase yaşlı karbonatlı kayaçlardan türemiştir. Özellikle andezitik ve dasitik kayaçlardan türemiş çakılların çok iyi yuvarlaklaşmış olduğu ve çok zayıf bir çimento ve kahverengi-kırmızı renkli killi-kumlu toprak oluşumu ile gevşek şekilde bağlandığı gözlenmektedir. Stratigrafik ilişkiye göre Pliyosen yaşlı Erdembaba Formasyonunun üzerinde bulunması nedeniyle bu gevşek çimentolu çoktür bileşenli kayaç topluluğu, benzer ilişkilere dayanarak daha önce Toprak (1989) tarafından Koyulhisar Formasyonu, yaşı ise Pliyo-Kuvaterner olarak tanımlanmıştır. Heyelanın kaynak bölgesinde kayma ile ortaya çıkan ayna yüzeylerinde bu zayıf çimentolu çakıl, kum ve toprak oluşumunun Pliyosen yaşlı Erdembaba Formasyonuna ait alttaki andezitik/dasitik tuf ve lavlardan oluşan gri renkli piroklastik kayaçlar üzerinde uyumsuz olarak yer aldığı çok net bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4).

Koyulhisar Formasyonu'nun faylar tarafından kontrol edilen bir ortamda çökelindiği açık bir şekilde görülmektedir. Özellikle ana heyelan aynası doğusunda ve güney ayna yarması üzerinde normal faylar gözlenmektedir (Şekil 4 ve 5). Sorkun yaylası kuzeyinde Pliyosen yaşlı Erdembaba Formasyonu'nun bazaltik lav akıntıları KB-GD uzanımlı normal fay bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı bir fay tarafından ötelenmektedir (Şekil 3). Heyelanın kaynak alanı aynasında gözlenen 9 normal fayın stereografik izdüşümü yaklaşık K10°-20°B doğrultusunu göstermektedir (Şekil 6A).



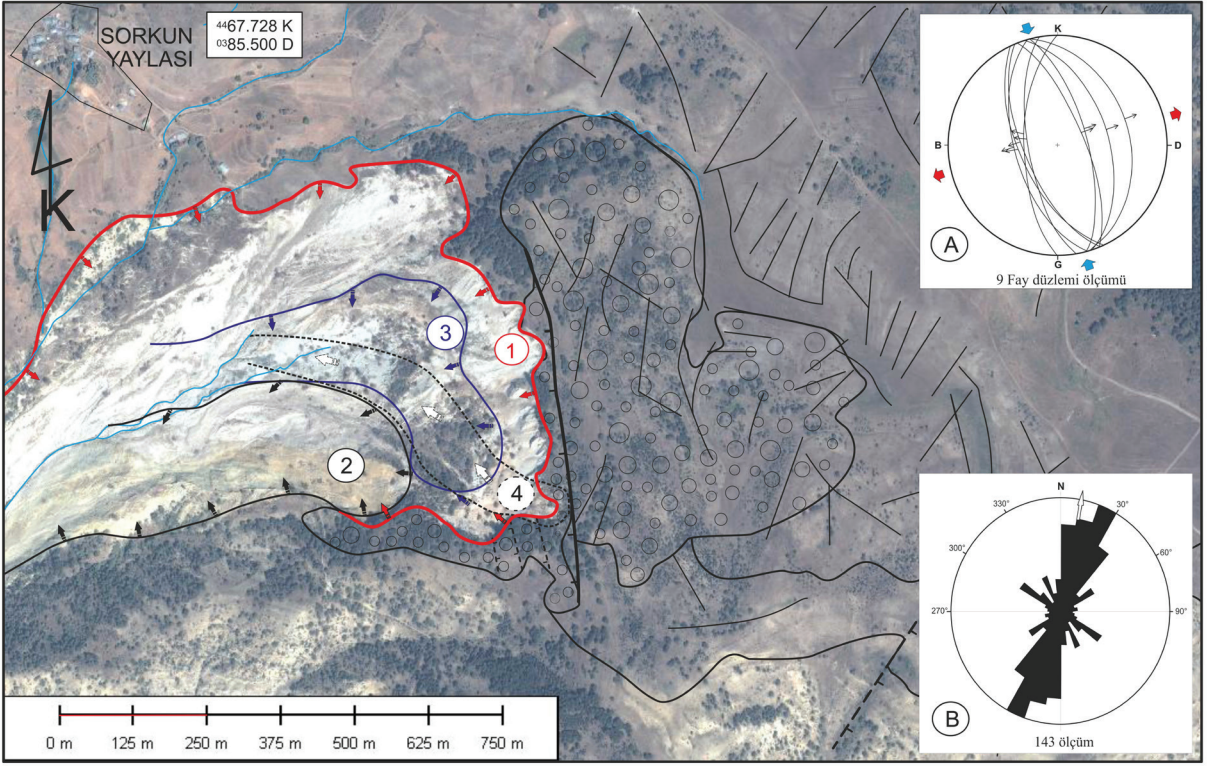
Şekil 4. Kuzulu Heyelanının güney taç düzleminde Pliyo-Kuvaterner yaşlı Koyulhisar Formasyonu ile Pliyosen yaşlı Erdembaba Formasyonu'nun alt kısımlarını temsil eden tuf, piroklastik ve volkanoklastik kayaların faylı ve uyumsuzluk ilişkisi.

Figure 4. Fault and unconformity relationship of tuff, pyroclastic and volcanoclastic rocks representing the lower parts of the Pliocene-aged Erdembaba Formation and the Pliocene-aged Koyulhisar Formation in the southern crown plane of the Kuzulu Landslide.



Şekil 5. Kuzulu Heyelanının ayna kısmında gözlenen kütle hareketlerinin ana sınırları ve aynadaki fayların görünüşü (Sayılar heyelanların oluşum sıralamasını belirtmektedir)

Figure 5. Main boundaries of the mass movements observed in the crown of the Kuzulu Landslide and the appearance of faults on the crown surface (Numbers indicate the order of occurrence of landslides).



Şekil 6. Kuzulu heyelanı ayna kısmının uydu görüntüsü ve (A) Taç kısmında gözlenen normal fayların stereografik izdüşümü ve (B) bölgede gözlenen süreksizlik düzlemlerinin gül diyagramı.

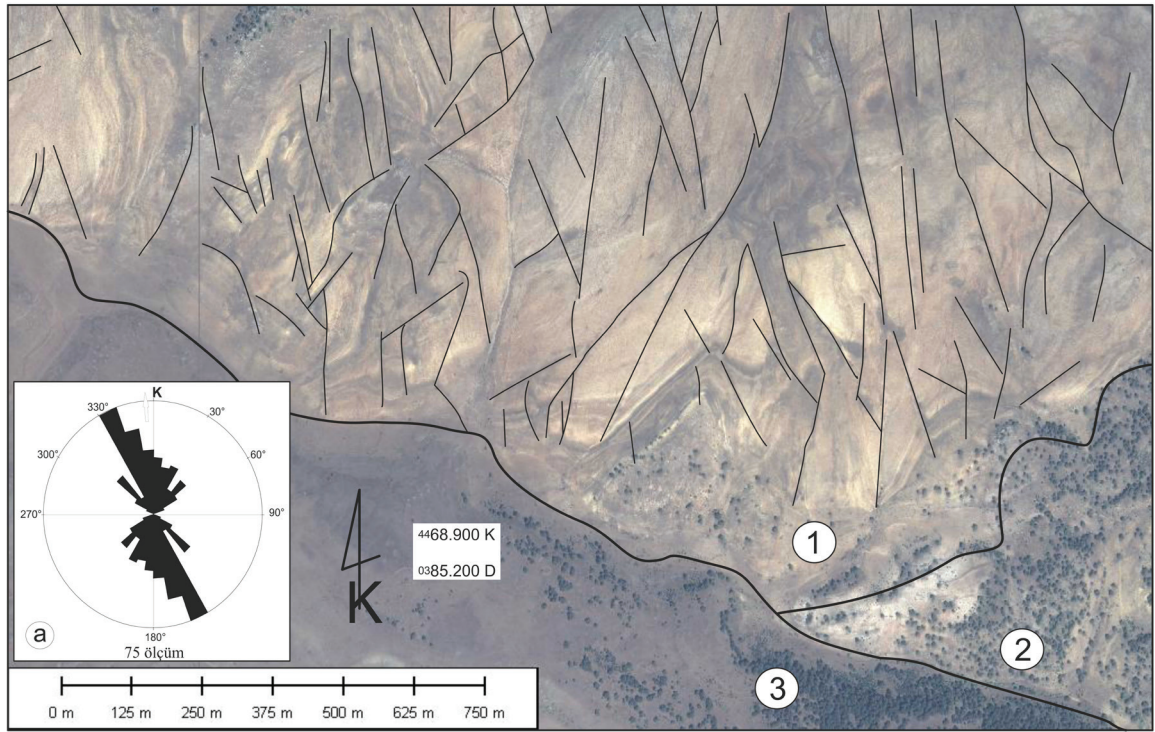
Figure 6. Satellite image of the crown of Kuzulu landslide and (A) stereographic projection of the normal faults observed in the crown and (B) rose diagram of the discontinuity planes observed in the region.

Ana heyelan aynası doğusunda kalan bölgede yüzeyleyen Pliyosen yaşlı Erdembaba Formasyonu ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı Koyulhisar Formasyonunun uydu görüntüsü üzerindeki verilerden hazırlanan gül diyagramından bölgedeki çizgiselliğin $K10^{\circ}-30^{\circ}D$ doğrultusunda yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 6B). Bunların yanı sıra KD-GB, D-B ve KB-GD uzanımlı değişik boyutta normal faylar da gözlenmektedir (Şekil 3). Bölgedeki en genç çökeller, daha çok küçük yüzlekler şeklinde normal fay sarplıkları önünde, düşen blok üzerinde birikmiş kötü boylanmalı yamaç molozu çökelleridir. Benzer şekilde inceleme alanının kuzey kesiminde yüzeyleyen Düdenyaylası Formasyonunda da çok yoğun bir kırıklı-faylı yapı gelişmiştir. Hazırlanan gül

diyagramına göre bu süreksizlik düzlemlerinin $K10^{\circ}-30^{\circ}B$ doğrultulu olduğu saptanmıştır (Şekil 7).

Kuzulu Heyelanının Karakteristik Özellikleri

Kuzulu Heyelanının kaynak alanını oluşturan plato görünümlü yüksek topografyaya sahip Sorkun ve Dağönü yaylaları arasındaki bölge, Tatar vd. (2005) ve Ulusay vd. (2007)'nin de belirttiği gibi, eski bir heyelan bölgesidir (Şekil 2). Bu bölgede heyelan morfolojisini gösteren birçok yeryüzü şekli (kamasal/yay geometrili çöküntüler, küçük gölcükler, su kaynakları) ve ağaç gövdelerinde eğilme gibi yavaş akmayı gösteren düzensizlikler yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 2, 3 ve 5).



Şekil 7. Kuzulu Heyelan bölgesi kuzeyindeki yoğun kırıklı Düdenyaylası Formasyonu (1) ile Erdembaba Formasyonunun (2-Tüf ve Piroklastikler, 3-Bazaltik lav akıntısı) uydu görüntüsü.

Figure 7. Satellite image of the intensely fractured Düdenyaylası Formation (1) and Erdembaba Formation (2-Tuff and Pyroclastics, 3-Basaltic lava flow) in the north of the Kuzulu landslide region.

Kuzulu Heyelanı, tek türde ve tek bir hareketle sınırlı olarak gelişmiş bir kütle hareketi değildir (Şekil 5 ve 6). 17 Mart 2005'de gelişen ilk kütle hareketi sonucunda, arazide tipik bir heyelana ait yay biçimli taş bölgesi, kavisli/dairesel/kamasal kaymalı ayna düzlemi, kademeli çatlaklar, kabarma-çökme bölgeleri gibi heyelanı gösteren birçok morfolojik yapı gözlenmiştir. 17 Mart 2005 ile Ağustos 2007 dönemini kapsayan zaman dilimi içerisinde, Kuzulu Heyelanının taş kısmı ve önündeki kabarma alanında, yüzeydeki morfolojik değişimiyle çok belirgin en az 4 kütle hareketinin daha varlığı saptanmıştır (Şekil 5 ve 6). Bu kütle hareketlerinden birincisi ve en büyüğü moloz-çamur akması şeklinde 17 Mart 2005'te gelişen büyük kütle hareketidir (Şekil 5'teki 1 nolu ana ayna). Bu kütle hareketinin geliştiği ana kaynak alanında, 1.500 ile 1.650 m kotlarında yüzeye çıkan 13 adet su kaynağı

ve Sorkun yaylasının güneydoğusunda bu kaynakların beslediği güneybatıya doğru akan küçük derelerin varlığı bilinmektedir (Şekil 2). Su kaynaklarının hemen tamamı Erdembaba Formasyonu'nun alt kısmındaki gri, pembemsi gri ve açık mor renkli andezitik/dasitik tüf ve piroklastiklerin alt düzeylerinden yüzeye çıkmaktadır (Şekil 3). Daha alt kotlardaki ayrışmış killi kireçtaşı ve kumtaşından oluşan kayaların (Şıhlar Formasyonu) üst sınırına da yakın bu su kaynakları, Erdembaba Formasyonu'nun andezitik/dasitik tüf ve piroklastiklerinden oluşan kaya birimlerini suya aşırı doygun hale getirmiştir. Bu bölgedeki mevsimsel ısı değişimiyle başlayan kar erimelerine bağlı olarak yüzey ve yeraltı sularındaki süzülme de bu olguyu hızlandırmıştır. Bu süzülen suları belirli alanlara doğru drene ederek kontrol eden ve su kaynaklarını da besleyen bir diğer önemli etmen ise bölgede saptanan normal

fay ve çatlak sistemleridir. Heyelan sonrası taç kısmındaki ana aynalarda ortaya çıkan bu normal fayların K10°-20°B ve ana heyelan bölgesi doğu kısmındaki bölgede gözlenen çatlak sistemlerinin ise K10°-30°D gidişli olduğu saptanmıştır (Şekil 6). Erdembaba Formasyonu'nun alt kısmındaki bu volkanik kayaç topluluğunun suya aşırı doygun hale gelmesiyle, Erik ve Yılmaz (2005) ve Ulusay vd. (2007)'nin de vurguladığı gibi, onun altındaki ana kaya niteliğindeki Şihlar Formasyonu ile arasındaki sürtünmeyi azaltmıştır. Sürtünmenin azalmasıyla birlikte oluşan duraysızlık sonucunda, büyük çoğunluğunu zayıf çimentolu tüf, volkanik ve piroklastik kayaların oluşturduğu gevşek malzemenin moloz ve çamur akması şeklinde hareket etmesine neden olmuştur. Yılmaz vd. (2006) jeoteknik bakış açısına göre heyelana tamamen ayrılmış kayalar olarak sınıflandırılan birimin neden olduğunu belirtmiştir. Bu araştırmacılar, söz konusu heyelandan alınan malzeme örneğinin tamamen ayrılmış bazaltik kayalardan türemiş olduğunu ve tane boyu dağılımına göre %3 blok, %30 çakıl, %42 kum, %10 silt ve %5 kilden oluştuğunu saptamışlardır. Gökçeoğlu vd. (2005) ise genelde heyelanları tetikleyen birçok faktörün var olduğunu belirtmekle birlikte, Kuzulu Heyelanının oluşumunu bölgedeki kar erimesi ile ilişkilendirmiştir. Fakat Yılmaz vd. (2006) bu görüşten farklı olarak, Kuzulu heyelanının kireçtaşı karstındaki bir çöküntünün tetikleme sonucu oluştuğunu öne sürmektedir. Bölgede karstik çöküntüyü işaret edebilecek küçük dolin izleri bulunmakla beraber, Kuzulu heyelanının oluşumunu böyle bir mekanizma ile açıklayabilecek yüzeyde yeterli somut veri gözlenememiştir. Heyelan alanı temelindeki kireçtaşlarının ya yataya yakın veya 20°-30° ile kuzeye doğru eğimli olduğu durum da dikkate alındığı zaman, moloz/çamur akmasının derin vadi boyunca GB'ya doğru taşınmak yerine, kaynak alanında kapalı bir çöküntü içerisine doğru yönelmesi gerekirdi. Karstik çöküntü görüşünün aksine, tipik bir heyelanda gözlenebilen taç kısmında dairesel yenilme düzlemleri, kabarma-çökme yapıları ve tansiyon çatlakları gibi belirteçler birçok araştırmacı (Örneğin Tatar vd.,

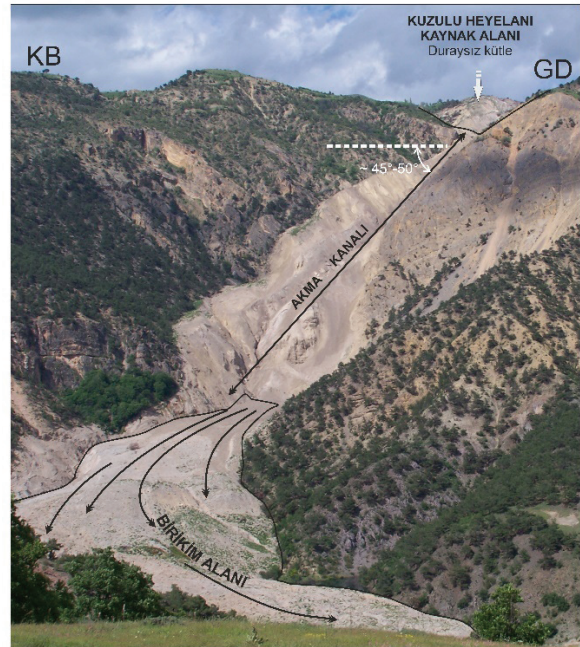
2005; Gökçeoğlu vd., 2005; Ulusay vd., 2007) tarafından da gözlenmiştir.

Sorkun yaylası civarında yaklaşık 1.450 ile 1.650 m kotundaki bir bölgeden, yer yer 45°-50°lik eğime ulaşan dar ve derin bir vadi boyunca 10 milyon m³ hacmindeki toprak ve moloz kütlesi 2,5-3,0 km taşınarak vadi içindeki Kuzulu mahallesinin büyük bir bölümünü toprak altında bırakmıştır (Şekil 2a ve 3). Kuzulu heyelanının taç kısmı ile topuk kısmı arasındaki yatay-düşey uzaklık ve akan kütlelerin taşındığı topografik yapının özellikleri, tipik bir heyelandan önemli farklılıklar gösterir. Heyelanın taç bölgesi ile topuk, tipik bir dolu dolusavağa benzer yaklaşık 2,5 km uzunluğunda tamamen kireçtaşları içerisinde gelişmiş 45°-50°lik eğimli dar ve derin bir vadi ile birbirine bağlanmaktadır (Şekil 8). Taç bölgesinin en alt noktası (1.450 m) ile topuk bölgesinin en yüksek noktası (850 m) arasında yaklaşık 600 m'lik yükselti farkı vardır. Vadi içerisine akan bu kütlelerin en uç noktasının taban kotu Kuzulu Mahallesi içerisinde 754 metre iken, akmanın son bulduğu topuğun gerisinde tavan kotu yaklaşık 850 m dolayındadır. Heyelanın oluştuğu vadiye boşalan daha düşük kotlardaki yan dere kollarından katılan suların etkisi sonucunda akan moloz kütlesi suya aşırı doygun hale gelmiştir. Ayrıca heyelan sonrasında, kütle akmasının gerçekleştiği vadi içerisinde de yeni su kaynakları oluşmuştur. Vadinin batı yamacındaki Fındıcak deresi ağzında geçici heyelan set gölü oluşmuştur (Şekil 9). Göl alanından vadiyi dolduran malzeme içerisine doğru sızan su, akan kütleyi suya daha da doygun hale getirmiş ve riskli bir durum yaratmıştır. Bu heyelan set gölü, heyelanı takip eden ikinci günde vadinin batı kenarında önce yüzeysel akış şeklinde başlayan daha sonra doğal olarak gelişen bir dere yatağı boyunca sel ve çamur akması şeklinde boşalmaya başlamıştır. Ancak ilk heyelanda kaynak bölgesinde kabarmış ve duraysız durumdaki 2-3 milyon m³ hacme sahip kütle 22 Mart 2005'te ikinci bir heyelan şeklinde ilk heyelan kütlelerinin üzerine akmıştır (Şekil 9).

Yan dere kollarından gelen suların ve yeni oluşan su kaynaklarının da etkisiyle vadi içerisine

ilk heyelanda birikmiş olan moloz ve çamur kütlesi, ikinci heyelanla akan moloz ve çamur akmasının yüküyle birlikte daha hızlı ilerlemiştir. Bu hareket sonucu topuk kısmın ön cephesi 50 m kadar daha güneye doğru ilerlemiş (Şekil 9) ve vadi içinde daha önce hasar görmemiş bazı evler de toprak/ moloz akması altında kalmıştır. 22 Mart tarihinde meydana gelen bu ikinci küçük çaplı heyelan sonrasında vadinin doğu yamacında ikinci bir heyelan set gölü daha oluşmuştur (Şekil 9).

Kuzulu heyelanının hemen ardından sahada yapılan ilk gözlemlere göre Tatar vd. (2005) heyelanın toplam hacmini yaklaşık 10-12 milyon m³ ve Gökçeoğlu vd. (2005) ise 12,5 milyon m³'ten fazla malzemenin yer değiştirdiğini öngörmüşlerdir. Gözlemlere dayalı bu hacimsel büyüklüklere göre, Kuzulu heyelanı 5 milyon m³'ün üzerinde bir hacme sahip olması nedeniyle Fell (1994) tarafından yapılan sınıflama kapsamında "aşırı büyük heyelan" sınıfına girmektedir.



Şekil 8. Kuzulu Heyelanının kaynak alanı, akma kanalı ve birikme alanı

Figure 8. Source area, flow channel and accumulation area of the Kuzulu Landslide.



Şekil 9. Kuzulu Heyelanının 1. ve 2. Moloz akmalarının vadi içerisindeki alansal yayılımı ve oluşan geçici iki heyelan gölünün görünümü

Figure 9. Areal distribution of the 1st and 2nd debris flows of the Kuzulu Landslide in the valley and the appearance of two temporary landslide lakes.

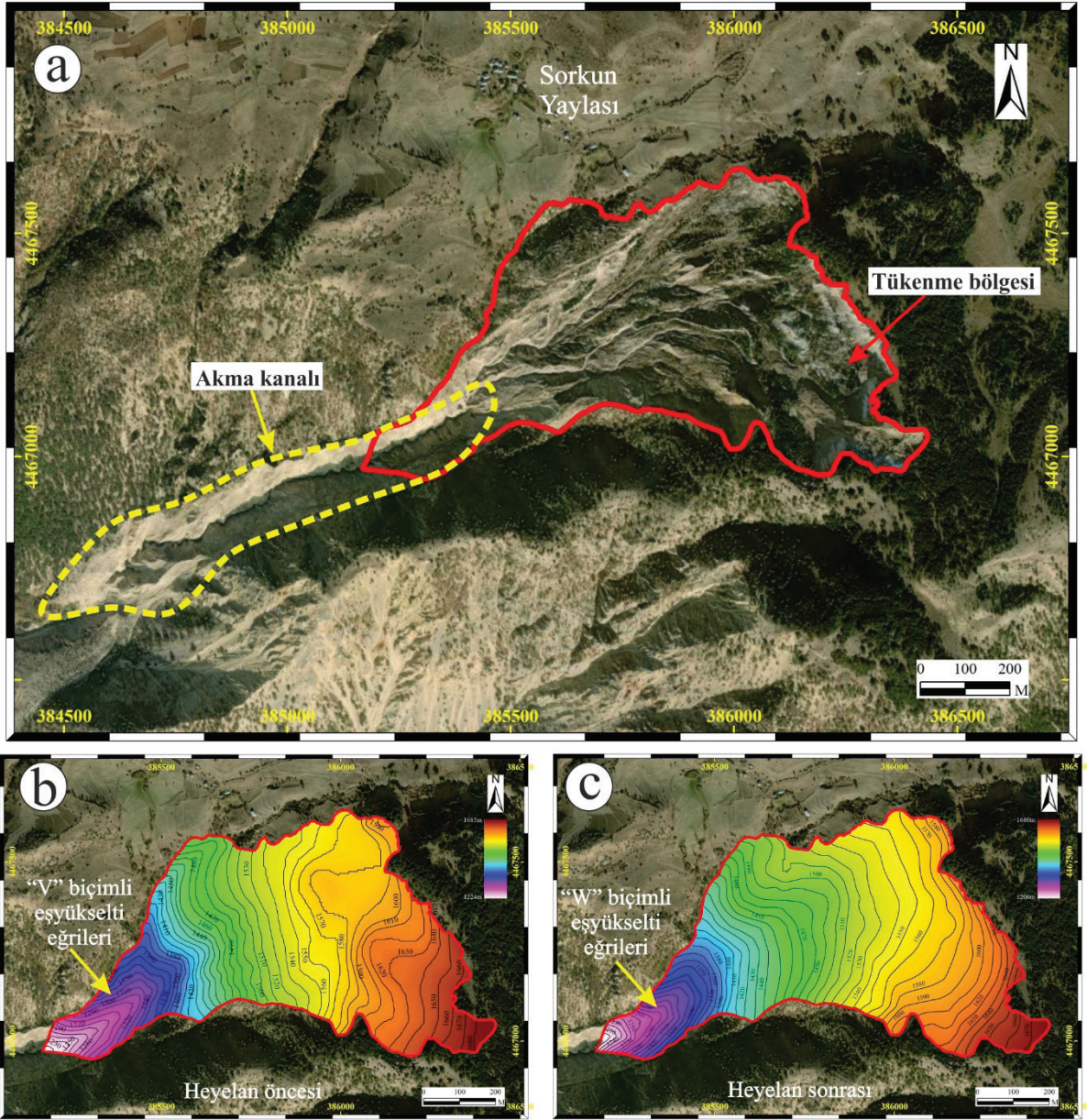
İlk iki heyelandan sonra kaynak bölgesindeki 10 milyon m³ (Tatar vd., 2005) üzerindeki gevşek malzemenin yeni heyelan oluşturma riski uzun süre devam etmiştir. Özellikle 1 nolu ayna önündeki kabarma bölgesindeki malzeme, tamamen vadi içerisine boşalmaktan daha çok, daha kısa mesafe ve daha az hacimli hareketlerle kaynak bölge ucuna doğru zaman içerisinde hareket etmiştir (Şekil 5 ve 6'daki 3 nolu bölge). Bu bölgede önceki heyelan hareketlerini de üzerleyen daha küçük hacimli hareketlerin de gelişmiş olduğu arazi gözlemleriyle saptanmıştır (Şekil 5 ve 6'daki 4 nolu bölge).

Heyelanın Hacimsel ve Alansal Boyutu

Bir heyelanın alansal ve hacimsel olarak gerçek boyutunu hassas bir şekilde bilgisayar ortamında hesaplamak için bölgenin sayısal verilerini oluşturmak amacıyla izlenen yöntemin temel yaklaşımları şöyle özetlenebilir. Düzensiz topografyaya sahip bölgelerdeki hacim hesaplamaları, bilgisayar tabanlı paket programlar yardımıyla çok hassas bir şekilde yapılabilmektedir. Bu programlarla yapılan hesaplamaların ana veri girdisi söz konusu bölgelerin SYM verileridir. SYM verileri, çeşitli saha çalışmalarından (GPS taramaları), uzaktan algılamadan (uydu, hava, radar verileri vb.) ve laboratuvar tekniklerinden (sayısallaştırılmış topografik ve jeolojik haritalar) üretilebilmektedir (Florinsky, 2012). Uydu teknolojisinin de gelişmesine paralel olarak hassas şekilde elde edilen SYM'ler kullanılarak, büyük boyutlu bir kütle hareketinin öncesinde ve sonrasındaki morfolojik değişikliklerin hem alansal boyutu hem de hacimsel miktarı kolaylıkla saptanabilmektedir. Hacim hesaplamalarında elde edilen sonuçların doğruluğu heyelan öncesi ve sonrasına ait SYM verilerinin aynı kaynaktan (uydu sensörü ve/veya hava fotoğraflarından) üretilmiş olmasına bağlıdır.

17 Mart 2005 Kuzulu Heyelanının hacim hesaplamasında kullanılan heyelan öncesi ve

sonrasına ait SYM verileri T.C. Milli Savunma Bakanlığı Harita Genel Müdürlüğü'nün 1/25.000 ölçekli sayısallaştırılmış topografik haritalarından üretilmiştir. Bu çalışmada eşyüksekti haritaları ve hacim hesaplamaları için ArcGIS10.1 ve Surfer10 yazılımı kullanılmıştır. Hesaplama kullanılan ana sınırlar, yüksek çözünürlüklü GoogleEarth görüntüsü üzerinde Şekil 10a'da gösterilmektedir. Heyelan alanının heyelan öncesi ve sonrasına ait 10 metre aralıklı eşyüksekti eğrileri heyelan öncesi ve sonrası SYM verilerinden elde edilmiştir (Şekil 10b ve c). Bu şekillerden de görüleceği üzere arazideki heyelan öncesi ve sonrasında ortaya çıkan morfolojik farklılık 10 m aralıklı eşyüksekti çizgilerinin biçimlerinden de açıkça görülmektedir. Ağnus Deresi'nin heyelan öncesi keskin "V" biçimli vadi tabanı, heyelan malzemesinin akışı sırasında kazınmasına bağlı olarak, Şekil 10c'de görüldüğü gibi, heyelan alanının üst kotlarında daha yumuşak dalgalı bir biçim kazanmıştır. İki eşyüksekti haritası arasındaki fark, esas olarak heyelan alanının orta kısmı ile güneybatısında çok belirgin olarak görülmektedir. Özellikle Şekil 10b'deki sınırın güneybatısındaki vadi içindeki keskin "V" biçimli vadi tabanı, Şekil 10c'deki "W" biçimli eşyüksekti çizgilerinin üst kotlara doğru "U" şeklinde yumuşak bir vadi tabanına dönüşmüştür. Hacim hesaplaması, heyelan öncesi ve sonrasına ait SYM verilerinden elde edilen yüzeyler kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Heyelan alanında yer değiştiren (kayan ve kaban) kütle hacimsel ve alansal büyüklüğüne ait sonuçlar Çizelge 1'de verilmiştir. Bu sonuçlara göre toplam heyelan hacmi 10.367.766 m³ olarak hesaplanmıştır. Toplam hacmin 9.372.880 m³'ü vadi tabanından akarak Agnus Deresi içini doldurarak Kuzulu yerleşim alanının üzerini örtmüş (Şekil 8 ve 9) ve 994.886 m³ malzeme de ana heyelan bölgesinde kabarmış biçimde birikmiştir. Kuzulu Heyelanı hacimsel büyüklüğü bakımından Türkiye'de meydana gelen en büyük heyelanlardan birisidir.



Şekil 10. a) Kuzulu Heyelan bölgesinin GoogleEarth görüntüsü üzerindeki ana sınırları, b) Heyelan öncesi eşyükselti haritası c) Heyelan sonrası eşyükselti haritası

Figure 10. a) The main boundaries of the Kuzulu landslide region on the GoogleEarth image. b) Pre and c) post-landslide contour map

Çizelge 1. Tükenme/Kaynak bölgesindeki heyelan öncesi ve sonrası yüzeylerin hacimsel hesaplamaları.

Table 1. Volumetric calculations of the pre-and post-landslide surfaces in the source/depletion zone.

Kesilmiş Yüzey Alanı	Kesilmiş Hacim	Dolgu Yüzey Alanı	Dolgu Hacmi	Toplam Hacim Volume	Toplam Alan
0,3869 km ²	9.372.880 m ³	0,0967 km ²	994.886 m ³	10.367.766 m ³	0,4836 m ²

TARTIŞMA

Kuzey Anadolu Fay Zonu içerisinde gelişen Kelkit Çayı vadisindeki birçok yerleşim yeri, yüksek deprem tehlikesinin yanı sıra, aynı zamanda heyelan ve su taşkını türünden doğal afetler açısından da büyük risk taşımaktadır. Kelkit Çayı vadisi boyunca, Kuzulu köyünün bulunduğu alanın jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri, heyelan gelişimi için gereken hazırlayıcı ve tetikleyici değişkenlerin birçoğunu bir arada bulunduran bir bölgedir. Yıldırım (2006) heyelan öncesine yakın bir periyot içinde en yakını 150 km doğuda en büyüğü 3,1 olan birkaç mikrosismik etkinlikten bahsetmekte, Karadoğan ve Yıldırım (2007) ise suya doymun hale gelmiş malzemenin akmasıyla oluşan bu heyelanın ana nedeni olarak 150 km doğudaki 2,8 büyüklüğündeki bir depremin varlığını öne sürmektedir. Her iki araştırmada bahsedilen bu mikrodepremlerin bölgedeki bu heyelanı tetikleyecek yeterli mesafeye ve büyüklüğe sahip olmadıkları düşünülmektedir. Ayrıca bu heyelan bölgesinin yüksek sismik tehlike taşıyan bir bölge olması nedeniyle, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Deprem Araştırma Enstitüsü'nün kayıtlarında heyelan öncesi bir dönemde Kuzulu Heyelanına yakın bir bölgede gelişimi tetikleyici rol oynayabilecek mikro düzey de de olsa, herhangi bir sismik etkinlik saptanmamıştır.

Önceki çalışmalarda, özellikle heyelan bölgesinin içinde kalan alandaki heyelan öncesine ait uydu görüntüleri ve topografik haritalar üzerinde dolin, uvala gibi karstik yapılardan ve bu verilerden yola çıkarak heyelanı tetikleyen karstik oluşumlar olduğu öne sürülmüştür (Yılmaz vd., 2006). Ancak heyelan bölgesi ve hemen çevresinde heyelanı tetikleyecek boyutta bu yapıların varlığı gözlenmemiştir.

Bölgenin sarp topografyaya sahip olması nedeniyle, çeşitli araştırmacılar tarafından o günün koşullarında yapılan mevcut jeomorfoloji ve jeoloji haritalarında tanımlanan yapı, litoloji ve formasyonların adlama ve sınırlarında yapılan saha çalışmalarında farklılıklar olduğu

gözlenmiştir. Bu farklılıklar nedeniyle, heyelanın oluşumunu tetikleyebilecek başka yapıların olup olmadığını ortaya koyabilmek amacıyla, bölgede yeni ve detaylı bir jeoloji haritasının yapılmasına gereksinim duyulmuştur. Daha önceki çalışmalarda ortaya konulmayan yeni jeolojik yapıların varlığının saptanmış olması, daha önce yapılmış bazı yorumların da yeniden gözden geçirilmesi gerekebileceğini göstermiştir. Heyelanın taç bölgesinde ortaya çıkan ayna düzlemlerinde gözlenen faylanmalar ve çevrede yaygın olarak gelişmiş çatlak sistemlerinin yanı sıra 1/25.000 ölçekli topografik harita üzerinde gözlenen çok sayıda su kaynaklarına eklenen kar suları, Erdembaba Formasyonunu oluşturan kaya birimlerini suya aşırı doymun hale getirip ilk kütle hareketini tetiklemiştir. 17 Mart'ta meydana gelen ana heyelandan bir süre sonra yüzey ve kar sularının kalan bir kısım malzemeyi de yine suya doymun hale getirmesiyle 22 Mart'ta ikinci bir kütle akma hareketine neden olmuştur. Bunu takip eden üçüncü ve dördüncü heyelanın izleri kaynak alan üzerinde net olarak gözlenmiştir. Tüm bu gözlem ve bulgular süresizlik düzlemlerinden süzülen suların ana heyelanın başlıca tetikleyicisi olduğunu göstermektedir. Kuzulu mahallesi üzerine akan ve can ve mal kaybına yol açan bu malzeme, bir dolusavak gibi yukarıdan akışı sırasında dere yatağındaki karbonatlı kayaçlarını parçalaması sonucunda vadi yamaçlarında yüksek debili yeni su kaynaklarını açığa çıkarmıştır. Bu su kaynaklarından ve yukarıdan süzülen sular Kuzulu Mahallesi yerleşim alanının üzerini örten malzemenin önünü kapatması nedeniyle 2 heyelan seti gölü oluşmuştur. Bu malzemenin suya daha da aşırı doymun hale gelmesi sonucunda heyelan gölü dolup yüzeyden akışa geçerek adeta çamur akması şeklinde yeniden taşınmıştır. Gökçeoğlu vd. (2005) ise eriyen kar suları dışında bu heyelanın oluşumunu tetikleyici başka bir etmenin olmadığını belirtmektedir. Yüzey ve kar sularının drenajına neden olan jeolojik formasyon ve yapılarının varlığının bu heyelanın oluşumundaki rolü de göz ardı edilmemelidir.

SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Çalışma alanında, arazi çalışmalarıyla formasyon sınırları ve jeolojik yapılar yeniden gözden geçirilmiş ve tespit edilen faylar dikkate alınarak heyelan bölgesine ait yeni bir detaylı jeolojik haritalama yapılmıştır.

Saha çalışmaları sırasında yapılan gözlemlerde güncel heyelan alanına yakın kısımlarda Erdembaba Formasyonunun alt kısımlarındaki piroklastik kayalarda gelişen yay biçimli eski heyelan yüzeyleri üzerinde ağaç gövdelerinin eğim kazanmış olması Kuzulu heyelanı dışında daha önce gelişmiş daha büyük başka bir heyelanın varlığını da göstermektedir. Uydu görüntüleri ve arazi gözlemleri ile belirlenen çizgiselliklere ait analizlerle heyelan bölgesinin kuzeyinde KB-GD, doğusunda ise KD-GB doğrultulu süreksizliklerin baskın olduğu gül diyagramları ile ortaya konulmuştur. İlkbahar mevsiminin etkisiyle birlikte, bu süreksizlikler vasıtasıyla, yeraltı ve yüzey sularının heyelan bölgesini beslediğini göstermektedir. Özellikle heyelanın taç/kaynak alanında yüzeyleyen tamamen ayrılmış piroklastik kayaların çevrede yoğun olarak gelişmiş çatlak sistemleri ve normal faylar içerisinde dolaşan yüzey ve yeraltı suları tarafından doygun hale gelmesi sonucunda Kuzulu Heyelanı'nın geliştiğini işaret etmektedir.

Jeolojik ve jeomorfolojik hazırlayıcı faktörlerle birlikte hızlı kar erimesi sonucu volkanik/piroklastik birimlerin akması şeklinde gerçekleşmesi ile oluşan Kuzulu Heyelanında toplam hareket eden kütlenin hacmi 10.367.766 m³ olarak hesaplanmıştır. Heyelan sınırları içerisinde kalan bölgeden net olarak 9.372.880 m³'lük bir malzemenin aktığı hesaplanmıştır. Ana heyelanın hemen ardından taç bölgesi üzerinde ve kenarında birçok küçük geçici su gölcüklerinin oluşması 17 Mart 2005 tarihinden sonra meydana gelen 3 heyelanın da hazırlayıcısı olmuştur. Heyelan bölgesinin mevsimsel olarak yoğun yağış alan bir coğrafyada bulunması nedeniyle izleyen zaman sürecinde topografik dengeye ulaşmaya kadar zamanla azalan bir şekilde malzeme akması devam etmiştir.

Bu çalışma, depremlerden sonra insanoğlunun en çok karşılaştığı doğal afetlerden olan heyelanların yorumlanmasında detaylı olarak yapılması gereken jeolojik haritalama çalışmalarının önemini ortaya koymaktadır. Kentsel planlama ve yerleşime uygunluk açısından yapılacak çalışmalarda sadece yersel uygunluktan başka, çevreleyen bölgenin jeolojik ve jeomorfolojik yapısının da önemli olduğunu göstermektedir. Koyulhisar ilçe merkezinin KAFZ gibi aktif bir fay zonunun hemen yakınında ve aktif bir heyelan üzerinde olması, buna tipik bir örnektir. Ayrıntılı jeolojik, jeomorfolojik, heyelan duraylılık haritalarının yapılması deprem ve heyelan öncesi ve sonrasında oluşabilecek her türlü zararları önleme açısından büyük önem taşımaktadır.

EXTENDED SUMMARY

Major natural disasters, such as earthquakes, tsunamis, volcanic eruptions, landslides, and avalanches, have a severe impact on human life in regions of tectonic instability. These disasters often cause a significant loss of life and property and can be a demanding challenge for the affected communities attempting to recover from the disaster. Landslides are among the most common natural disasters and comprise mass movements of one or more soil/rock debris flows sliding on circular or planar surfaces. Movements range from slow soil creep under gravity to rapid movements triggered by earthquakes or exceptional rainfall. Anthropogenic factors such as unconscious slope-slope excavation, artificial blasting, destruction of vegetation in the direction of the slope, or other misuse of land can also contribute to mass movements. The speed and magnitude of these movements are a function of the topographic slope, the slope angle, and the abundance and angle of the discontinuity planes in the bedrocks, with water usually being an essential lubricant.

In addition to the loss of life caused to settlements subject to landslides, the damage they cause to roads and railways, energy transmission

lines, dam lakes, agricultural areas and houses are important for their impact on the regional economy. To minimise this damage, potential landslides can now be monitored with electronic devices and a range of geodetic instruments. Furthermore, the increase in satellite coverage around the world has enabled the use of GPS to monitor landslides with a potential data coverage that surpasses ground geodetic measurements. These observations permit an accuracy of ground measurement to be achieved on a scale up to 12-16 mm horizontally and 18-24 mm vertically (Gili et al., 2000).

A large and complex landslide occurred in the Kuzulu neighbourhood of Sugözü village, 15 km west of Koyulhisar (Sivas, Turkey) on March 17th, 2005, at around 10:30 am. This landslide, which was mostly in the form of debris and mud flow, moved over the Kuzulu settlement area in the valley in a very short time and 15 people lost their lives (Figure 9). The landslide began on the steep slope of the northern edge of the Kelkit Stream valley, a landscape feature lying along the main fracture of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). Debris and mud from the landslide flowed into the Agnus Stream valley where the Kuzulu settlement is situated (Figure 2 and 3).

Within Turkey, the NAFZ commences in the Saroz Bay region in the far west, passes through the north of the country and extends to Karliova (Bingöl) in the east, forming a major intra-continental shear zone with a width locally reaching up to 10-15 kilometres (Şengör et al., 2005). The Kelkit Stream Valley, located on a narrow shear zone, is a young geomorphic feature controlled by the NAFZ with a topography and local climate likely to favour mass ground movement. However, the Kuzulu landslide zone is not a simple mass movement limited to a single phase of activity. Instead, at least 4 other large flow movements have occurred in this region between 17 March 2005 and August 2007 (Figure 5). One of the most important factors that initiated and accelerated this landslide was the presence

of surface and groundwater seepage from melting snow, using the intense network of discontinuities and normal fault planes observed in and around the crown region (Figures 4, 6 and 7). These waters saturated the highly altered volcanic rocks and lubricated the failure between the unconsolidated surface cover and the underlying limestone and altered volcanic rocks.

As noted by Tatar et al. (2005) and Ulusay et al. (2007), the elevated region between the Sorkun and Dağönü plateaus constituted the source area of the Kuzulu Landslide (Figure 2). In this region, many landforms are present, indicating slow ground creep including depressions with wedge/arc geometries, small ponds and the bending of tree trunks. An analysis of the lineaments determined by satellite images and field observations by rose diagrams reveal that NW-SE oriented discontinuities are dominant in the north and NE-SW oriented discontinuities in the east of the landslide zone (Figures 6 and 7). Ground and surface waters fed the landslide zone through these discontinuities, an effect especially important during the Spring melt. Surface and groundwater circulating within the dense network of fracture systems and normal faults in the crown/source area initiated the Kuzulu landslide (Figure 4).

In previous studies, a landslide volume of 10-12 million m³ was reported by Tatar et al. (2005) and 12.5 million m³ by Gökçeoğlu et al. (2005). These volumes fall into the classification of "extremely large landslides" according to the criteria of Fell (1994). In this study, the volume was calculated by comparing DEM data before and after the landslide from 1/25,000 scale digitised topographic maps produced by the Turkish General Directorate of Mapping under the Ministry of National Defence. Before the landslide, the floor of the Agnus Stream had a sharp "V" shape, but after the landslide, the upper elevations of the area affected by the landslide achieved a softer, undulating shape. This is due to the landslide material scraping and moving during the flow and

can be seen in Figure 10c on the relief maps. The difference between the two elevation maps is very clear in the centre and south-west of the landslide area. In particular, the sharp “V” shaped valley floor in the valley to the southwest of the boundary in Figure 10b has turned into a soft “U” shaped valley floor towards the upper elevations of the “W” shaped escarpment lines in Figure 10c. The volume calculation determined from the difference between the surfaces before and after the landslide was performed using Surfer10 software. According to the results, 9,372,880 m³ of the total volume flowed from the valley floor and filled the Agnus Stream and covered the Kuzulu settlement area, while 994,886 m³ of material accumulated in the main landslide area. Together this yields the grand sum of 10,367,766 m³ of material displaced by the landslide. The Kuzulu Landslide is one of the largest landslides in Turkey in terms of its volumetric size.

This study illustrates the importance of detailed geological mapping coverage in the interpretation of landslides where geological and geomorphological constraints are the primary controls, together with climate. When properly evaluated, it can be shown whether a settlement is feasible and correspondingly, whether urban planning is worthwhile. The Koyulhisar district centre located in the immediate vicinity of the NAFZ, an active intracontinental transform fault zone combining earthquake risk with impressive topography, is an ideal example for such a study.

KATKI BELİRTME

Heyelan ile ilgili arazi çalışmaları sırasında lojistik destek sağlayan Sivas Valiliği, Koyulhisar Kaymakamlığı ve AFAD Sivas İl Müdürlüğüne teşekkür ederiz. Ayrıca alınan kayaç örneklerinden paleontolojik yaş determinasyonlarını yapan Mersin Üniversitesi Öğretim üyeleri Prof. Dr. Nurdan İnan ve Prof. Dr. Kemal Taşlı'ya katkılarından dolayı teşekkür ederiz.

ORCID

Halil Gürsoy  <https://orcid.org/0000-0003-4398-871X>

Orhan Tatar  <https://orcid.org/0000-0001-9579-1607>

Bekir Levent Mesci  <https://orcid.org/0000-0002-7983-3923>

Oktay Canbaz  <https://orcid.org/0000-0002-8161-1326>

Ali Polat  <https://orcid.org/0000-0002-9147-3633>

Zafer Akpınar  <https://orcid.org/0000-0002-5890-6900>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- AFAD-ARAS, (2023a). https://www.afad.gov.tr/kurumlar/afad.gov.tr/3506/xfiles/96-2014060215311-heyelan_yogunluk_a1_olceksiz.pdf (Erişim tarihi 20 Ekim 2023)
- AFAD-ARAS, (2023b). <https://www.afad.gov.tr/afet-risk-azaltma-sistemi-aras>. Afet Risk Azaltma Sistemi web sayfası (Erişim tarihi 5 Ekim 2023)
- Cruden, D. M. (1991). A Simple Definition of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 43, 27-29.
- Çan, T., Duman, T. Y., Olgun, Ş., Çörekçiöğlu, Ş., Karakaya Gülmez, F., Elmacı, H., Hamzaçebi S. ve Emre, Ö. (2013). Türkiye Heyelan Veri Tabanı. *TMMOB Coğrafi Bilgi Sistemleri Kongresi*, 11-13 Kasım 2013, Ankara.
- Dai, F. C., Lee C. F. & Ngai, Y. Y. (2002). Landslide risk assessment and management: an overview. *Engineering Geology*, 64, 65–87.
- Das, H. O., Sönmez, H., Gökçeoğlu, C. & Nefeslioğlu, H.A. (2013). Influence of seismic acceleration on landslide susceptibility maps: a case study from NE Turkey (the Kelkit Valley). *Landslides*, 10, 433–454.
- Duman, T., Gökçeoğlu, C., Nefeslioğlu, H.A. ve Sönmez H. (2005). 17/03/2005 Kuzulu (Sivas-Koyulhisar) Heyelanı. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi ve Hacettepe Üniversitesi*. https://www.mta.gov.tr/v3.0/sayfalar/bilgi-merkezi/deprem/pdf/sugozu_heyelani.pdf
- Duman, T. Y., Çan, T. ve Emre, Ö. (2011). *1/1.500.000 ölçekli Türkiye Heyelan Envanteri Haritası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayınlar Serisi-27, Ankara, Türkiye. ISBN: 978-605-4075-84-3
- Erik, D. ve Yılmaz, H. (2005). 17.03.2005 Kuzulu (Sugözü Koyulhisar Sivas) moloz çığı. *58. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı* (s.: 179-180). 11-17 Nisan 2005, Ankara.

- Fell, R. (1994). Landslide risk assessment and acceptable risk. *Canadian Geotechnical Journal*, 31, 261–272. <https://doi.org/10.1139/t94-031>
- Florinsky, I. V. (2012). Digital Terrain Modeling: A Brief Historical Overview, Chapter-1. In I. V. Florinsky (Ed.), *Digital Terrain Analysis in Soil Science and Geology* (pp.:1-4). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-804632-6.00001-8>
- Gili, J. A., Corominas, J. & Rius, J. (2000). Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring, *Engineering Geology* 55, 167-192.
- Gökçeoğlu, C., Sönmez, H., Nefeslioğlu, H., Duman, T.Y. & Çan, T. (2005). The 17 March 2005 Kuzulu landslide (Sivas, Turkey) and landslide-susceptibility map of its near vicinity. *Engineering Geology*, 81(1), 65–83.
- Hastaoğlu, K.Ö. & Şanlı, D. U. (2011). Monitoring Koyulhisar landslide using rapid static GPS: a strategy to remove biases from vertical velocities, *Natural Hazards*, 58, 1275-1294. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9728-5>
- Karadoğan, S. & Yıldırım, A. (2007). Fault zone landslides: The Effects and Geomorphological Characteristics of Koyulhisar (Sivas-Turkey) Landslide, March 2005. *International Symposium on Geography, Environment and Culture in the Mediterranean Region* (pp.: 193-200). 5-8 June 2007, Kemer-Antalya/Turkey.
- Kilburn, C. R. J. & Petley, D.N. (2003). Forecasting giant, catastrophic slope collapse: lessons from Vajont, Northern Italy. *Geomorphology*, 54, 21–32.
- Li, T. & Wang, S. (1992). *Landslide Hazards and their Mitigation in China*. Science Press, Beijing, 84 pp.
- Öztürk, K. (2002). Heyelanlar ve Türkiye'ye etkileri. *G.Ü. Gazi Eğitim Fakültesi Dergisi*, 22(2), 35-50.
- Semenza, E. & Ghirotti, M. (2000). History of the 1963 Vaiont slide: the importance of geological factors. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 59, 87–97 <https://doi.org/10.1007/s100640000067>
- Schuster, R. L. & Fleming, R. W. (1986). Economic losses and fatalities due to landslides. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 23(1), 11–28.
- Sendir, H. & Yılmaz I. (2002). Structural, geomorphological and geomechanical aspects of the Koyulhisar landslides in the North Anatolian Fault Zone (Sivas, Turkey). *Environmental Geology*, 42, 52-60. <https://doi.org/10.1007/s00254-002-0528-9>
- Seymen, İ. (1975). *Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği [Dr. Tezi]*. İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi.
- Şengör, A. M. C, Tüysüz, O., İmren C., Sakıncı, M., Eyidoğan H., Görür N., Le-Pichon X. & Rangin, C. (2005). The North Anatolian Fault; A new look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 37–112.
- Tatar, O., Gürsoy, H., Koçbulut, F. ve Mesci, B. L. (2005). Active fault zones and landslides: the 17 March 2005 Kuzulu (Koyulhisar) landslide. *Cumhuriyet Bilim Teknik Dergisi*, 941, 5–6.
- Terlemez, İ. ve Yılmaz A. (1980). Ünye-Ordu-Koyulhisar- Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni (Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni)* 23(2), 179-191. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/eacf7a18a32812d_ek.pdf
- Terzioğlu, N. (1986). Reşadiye, Gököy ve Koyulhisar arasındaki Tersiyer-Kuvaterner yaşlı volkanitlerin genel stratigrafik özellikleri. *C.Ü. Müh. Fak Dergisi, Seri A- Yerbilimleri*, 3(1), 3-13.
- Toprak, V. (1989). *Tectonic and stratigraphic characteristics of the Koyulhisar segment of the North Anatolian Fault Zone (Sivas, Turkey)* [PhD thesis]. Middle East University, Ankara.
- Ulusay, R., Aydan, Ö. & Kılıç, R. (2007). Geotechnical assessment of the 2005 Kuzulu landslide (Turkey). *Engineering Geology*, 89, 112–128. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.09.020>
- Wu, W. & Sidle, R.C. (1995). A distributed slope stability model for steep forested basins, *Water Resources Research*, 31(8), 2097–2110.
- Yıldırım, A. (2006). Koyulhisar-Kuzulu (Sivas) heyelanının jeomorfolojik etüdü, *Eastern Geographical Review*, 11(15), 323-338.
- Yılmaz, I., Ekemen, T., Yıldırım, M., Keskin, I. & Özdemir, G. (2006). Failure and flow development of a collapse induced complex landslide: the 2005 Kuzulu (Koyulhisar-Turkey) landslide hazard. *Environmental Geology*, 49(3), 467-476.
- Yılmaz, I. (2009). A case study from Koyulhisar (Sivas-Turkey) for landslide susceptibility mapping by artificial neural Networks. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 68: 297–306. <https://doi.org/10.1007/s10064-009-0185-2>



Manavgat Havzasının (Antalya, Türkiye) Neojen Litostratigrafisi ve Yapısal Unsurları *Structural Elements and Neogene Lithostratigraphy of the Manavgat Basin (Antalya, Turkey)*

Yusuf Emrah Yılmaz¹ , Ayşe Atakul-Özdemir² , Ayten Koç^{1*} 

¹ Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tuşba 65080 Van, Türkiye

² Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Tuşba 65080 Van, Türkiye

• Geliş/Received: 03.05.2023 • Düzeltmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 15.08.2023 • Kabul/Accepted: 17.08.2023
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 04.10.2023 • Baskı/Printed: 30.01.2024

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Toroslar bindirme-kıvrım kuşağı, Afrika ve Avrasya plakalarının Kretase'den günümüze değin devam eden yaklaşık K-G yönlü yakınsama hareketine bağlı olarak oluşmuştur. Bu hareket aynı zamanda Isparta Büklümü olarak bilinen karmaşık tektonik yapının gelişmesine de neden olmuştur. Neojen'de ise, Batı ve Orta Toroslar ile Isparta Büklümü'nün iç kesimleri, kırıntılı sedimanlar ve karbonatlarla karakterize edilen denizel tortul birimler ile örtülmüştür (Antalya Havza Kompleksi).

Bu denizel havzalardan biri olan Manavgat Havzası, kuzeyde Toroslar üzerine aşmalı uyumsuzluk ile yerleşmiştir. Temel olarak Manavgat Havzası, Erken Miyosen'den Pliyosen'e kadar geçen süre içerisinde 1 km'den fazla istif kalınlığına sahip olmuştur. Dolayısı ile bu döneme ait litostratigrafik kayıtlara ek olarak kabuksal deformasyona ait jeolojik kayıtları da tutması beklenmektedir. Manavgat Havzası'nda litostratigrafik olarak 7 temel birim saptanmıştır ve bunlar; önceki çalışmalar ile uyumlu olarak 1) Tepekli Formasyonu (Burdigaliyen-E. Langiyen), 2) Oymapınar Kireçtaşı (G. Burdigaliyen-Langiyen), 4) Çakallar Breşi (Langiyen), 4) Geceleme Formasyonu (G. Langiyen-Serravaliyen), 5) Karpuzçay Formasyonu (Geç Langiyen-Tortoniyen), 6) Pliyosen birimler (Yenimahalle ve Kurşunlu formasyonları) ve 7) Belkis Konglomerası (Kuvaterner) şeklinde adlandırılmıştır. Karpuzçay Formasyonuna ait 2 farklı ölçülü kesitten paleontolojik amaçlı örnekler alınmış ve yaş tayini yapılmıştır. Bu çalışmalar, Karpuzçay Formasyonu'nun G. Langiyen-Tortoniyen dönemde, derin denizel dış neritik-batiyal bir ortamda çökeltiğini göstermiştir. Litostratigrafik özelliklerin yanı sıra, Manavgat Havzası'nı şekillendiren yapısal unsurlar da çalışılmış ve Tortoniyen yaşlı Çardakköy Bindirmesi ilk defa bu çalışmada tanımlanmıştır.

Sonuç olarak, bölgede iki farklı tektonik rejimin varlığı belirlenmiştir. Buna göre, bölgede Tortoniyen öncesinde genişlemeli bir tektonik rejim mevcutken, Tortoniyen sonrasında ise sıkışmalı bir rejimin varlığı söz konusudur. Bu çalışmada elde edilen paleogerilim fazları, bölgede etkin olan Afrika ve Avrasya arasındaki K-G yönlü yakınsama hareketi ile birlikte Isparta Büklümü altındaki parçalı dalan levha kinematığının yeniden değerlendirilmesi gerektiğini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Isparta Büklümü, Kabuk deformasyonu, Manavgat Havzası, Miyosen denizel havzalar.

Abstract: The Tauride fold-thrusts belt has formed under ~S–N convergence between the Africa and Eurasian plates since Cretaceous time. This movement also resulted in the development of the complex tectonic structure known as the Isparta Angle. In the Neogene period, the western and central Taurides and the inner part of the Isparta Angle became overlain by marine sedimentary basins (Antalya Basin Complex).

The Manavgat Basin is one of these marine basins, and unconformably rests on the Tauride in the north. Basically, the Manavgat Basin has a sedimentation thickness of more than 1 km from the Early Miocene to Pliocene.

Hence, it is expected to keep the geological records regarding the crustal deformation, besides the lithostratigraphic records during this time. Lithostratigraphically, seven basic units have been identified in the Manavgat Basin. These are, in line with previous studies; 1) Tepekli Formation (Burdigalian-E. Langhian), 2) Oymapınar Limestone (G. Burdigalian-Langhian), 3) Çakallar Breccia (Langhian), 4) Geceleme Formation (G. Langhian-Serravalian), 5) Karpuzçay Formation (G. Langhian-Tortonian), 6) Pliocene units (Yenimahalle and Kurşunlu formations), and 7) Belkis Conglomerate (Quaternary).

Biosamples were collected from two different measured sections of the Karpuzçay Formation, and the age of the formation was determined. These show that the Karpuzçay Formation was deposited in a deep marine outer neritic-bathyal environment from the Late Langhian to Tortonian. In addition to lithostratigraphic features, structural elements forming the Manavgat Basin were also studied, and the Tortonian aged Çardakköy Fault was described for the first time in this study.

As a result, the presence of two different tectonic regimes in the region was determined. Accordingly, the Manavgat Basin developed under the influence of an extensional tectonic regime before the Tortonian, and of a compressional system during the post-Tortonian. This study indicated that N-S directional convergence between Eurasia and Africa and the kinematics of the fragmented subducted plate under the Isparta Angle should be re-evaluated based on these paleostress phases.

Keywords: Crustal deformation, Isparta Angle, Manavgat Basin, Miocene marine basins.

GİRİŞ

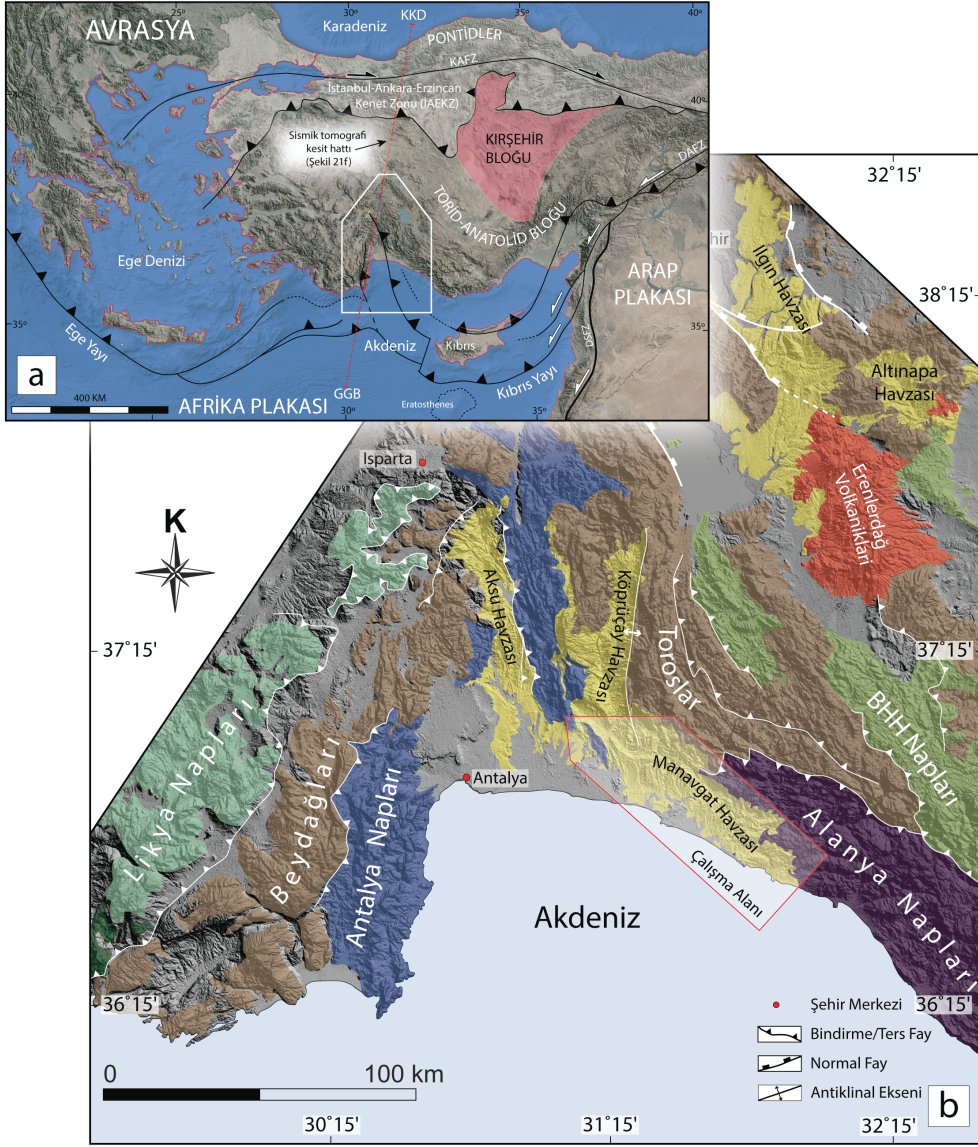
Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun (Paleotetis) kapanması ve sonrasında Arap-Afrika plakasının kuzey yönlü hareketine bağlı olarak Avrasya plakası ile çarpışmasının etkisiyle bu plakalar arasında yoğun bir tektonik deformasyona uğrayan Anadolu mikro plakası, Mesozoyik'ten başlayarak günümüze kadar halen oluşumunu sürdüren Alp-Himalaya orojenez kuşağı üzerinde bulunmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Storetvedt, 1990; Barrier ve Vrielynck, 2008). Bu yakınsama hareketine bağlı olarak şekillenen Türkiye ve yakın dolayının güncel jeolojisi, eski yitik okyanusların varlığını tanımlayan birden fazla kenet zonları ile bir araya getirilmiş kolaj niteliğini taşımaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Okay, 1986; Yılmaz, 1993; Göncüoğlu ve Dirik, 1996; Göncüoğlu vd., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Stampfli ve Borel, 2002; Robertson ve Ustaömer, 2009; Robertson ve Mountrakis, 2006; Robertson vd., 2004; Oberhänsli vd., 2010 ve 2012; Pourteau vd., 2010; Şengör vd., 2019). Bu kenet zonlarından en önemlisi, Anadolu'nun kuzeyinde bulunan Paleotetis Okyanusu'nun tamamen tüketilmesi ve arkasından çarpışması sonucu oluşan İzmir-Ankara-Erzincan Kenet

Zonu'dur (İAEKZ) (Şekil 1a). Pontidler ve Anatolid-Torid platformu arasındaki bu çarpışma muhtemelen Geç Kretase'de başlamış ve Geç Eosen'de sona ermiştir (Okay ve Özgül, 1984; Meijers vd., 2010; Gülyüz vd., 2012). İkinci yitim zonu ise, İAEKZ'nun güneyinde Türkiye'nin orta kesiminde bulunan Toroslar ve Kırşehir Bloğu arasında meydana gelen Toros İç Kenet zonudur (Görür vd., 1984; Dilek vd., 1999; Okay vd., 1996; Clark ve Robertson, 2002; Parlak ve Robertson, 2004; Pourteau vd., 2010; Şengör vd., 2019).

Tetis Okyanusu'nun güney kolu (Neotetis) ise bugün hala Torosların güneyinde Kıbrıs Yayı ve batıda Ege Yayı boyunca dalmaya devam etmektedir. (Khair ve Tsokas, 1999; Papazachos ve Papaioannou, 1999; Biryol vd., 2011; Şengör ve Yazıcı, 2020) (Şekil 1a). Bununla birlikte, aktif olan bu dalma-batma zonunun doğuya devamında ise okyanusal kabuk tamamen tüketilmiş, Orta Miyosen sonunda Arap Plakası ile Anadolu plakasının çarpışması sonucu Bitlis Kenet Zonu oluşmuştur (Faccenna vd., 2006; Hüsing vd., 2009; Keskin, 2003; Okay vd., 2010; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 2003; Şengör ve Yazıcı, 2020). Doğu Toroslar'ın altında yüksek derinliklere ulaşan dalan levha devamlı ve

kırılmamış bir dalma-batma zonuna işaret ederken, Orta Toroslar ile Batı Toroslar'ın kesiştiği Isparta Büklümü altında Orta Miyosen'den bu yana levha ayrılmaları ve bu ayrılmalara bağlı diyagonal

yırtılmalar belirlenmiştir (Gans vd., 2009; Facenna vd., 2006; van Hinsbergen vd., 2010; Biryol vd., 2011; Koç vd., 2016b; Wasoo vd., 2020; Güvercin vd., 2021; Kalyoncuoğlu vd., 2011).



Şekil 1. a) Anadolu'yu meydana getiren temel tektonik kuşakları göstermektedir. KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, EFZ: Ecemiş Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu (Koç vd., 2016b'den basitleştirilerek alınmıştır). (b) Isparta Açısı olarak tanımlanan bölgede (Blumenthal, 1951) bulunan temel tektonik yapılar ve birimler (Koç vd., 2016b'den alınmıştır) Dikdörtgen ile tanımlanmış bölge çalışma alanını göstermektedir.

Figure 1. a) Showing major tectonic zones of Turkey. KAFZ: North Anatolian Fault Zone, DAFZ: East Anatolian Fault Zone, EFZ: Ecemiş Fault Zone, ÖDFZ: Dead Sea Fault System (simplified from Koç et al., 2016b). b) Major tectonic structures and lithological units (Koç et al., 2016b) in the Isparta Angle (Blumenthal, 1951). Rectangular area indicates study area.

Derinlerde meydana gelen bu karmaşık dalan levha konfigürasyonunun kabuktaki yansıması olan Isparta Büklümü, Geç Kretase'den Miyosen'e kadar etkinliğini sürdüren sıkışmalı tektonik rejim altında gelişmiştir. Yapısal olarak açılmal (A) bir şekle sahip olan bölge, birdirmeli ve naplı bir sistem ile şekillendirilmiş Mesozoyik birimlerden ve ofiyolitlerden meydana gelmektedir (Şekil 1b). Bu açılmal yapının batı kanadında yer alan en derin tektonostratigrafik birim Beydağları platformudur (Robertson ve Woodcock, 1982, 1984). Üst Triyas'tan Eosen'e kadar çekilmiş olan sığ denizel kireçtaşları, dolomitler ve neritik kireçtaşlarından oluşmuş olan bu birimin üzerine, kuzeybatıdan gelen ofiyolit ve Mesozoyik sedimanter karmaşığından oluşan Likya Napları tektonik olarak yerleşmiştir (Robertson ve Woodcock, 1982, 1984; Hayward 1984; Collins ve Robertson 1997, 1998, van Hinsbergen vd., 2010). Isparta büklümü'nün doğu kanadını ise yine kıvrımlı ve bindirmeli bir kuşak olan Toroslar oluşturmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Hayward, 1984; Collins ve Robertson, 2003; Poisson vd., 2003; van Hinsbergen vd., 2010).

Miyosen dönemine gelindiğinde, uzun ve yoğun bir deformasyon geçmişine sahip olan bölge, Orta Toroslar'da (Isparta Büklümü'nün doğu kanadında) çok yönlü açılmalı bir rejimin etkisinde kalırken (Koç vd., 2012, 2016b ve 2017), ilginç bir şekilde aynı dönemde, Isparta Büklümü'nün ortasında K-G uzanımlı D-B yönlü bir kısalma söz konusudur (Dumont ve Kerey 1975; Glover ve Robertson 1998; Poisson vd., 2003; Deynoux vd., 2005; Flecker vd., 2005; Çiner vd., 2008; Schildgen vd., 2012; Wasoo vd., 2020; Wasoo ve Koç, 2021). Miyosen yaşlı denizel havzalar ise bu deformasyonlara dair jeolojik kayıtların tutulduğu anahtar alan olma niteliği taşımaktadır. Isparta Büklümü olarak tanımlanan bölge içerisinde Miyosen döneminde oluşmuş ve Torosların üzerine uyumsuz olarak yerleşen, üç ayrı denizel havza -Aksu, Köprüçay ve Manavgat- bulunmaktadır (Karabıyıkoglu vd., 2005) (Şekil

1b). Aksu ve Köprüçay Havzaları, görece Isparta Büklümü'nün merkezinde yer alırken (Wasoo vd., 2020; Wasoo ve Koç, 2021), Manavgat Havzası ise büklümün doğu kanadında yer almaktadır. Dolayısıyla çalışma alanı olarak belirlenen Manavgat Havzası'nın, Orta Toroslar'da görülen genişleme rejiminin, Aksu Havzası'nın doğu sınırında açıkça görülen D-B yönlü sıkışmalı rejimine geçişinin zamansal ve mekânsal kayıtlarını içerisinde tutması beklenmektedir.

Önceki çalışmalarda, Isparta Büklümü'nün merkezinde gelişen bu sıkışma, Anadolu'nun Avrasya'ya göre batıya doğru hareket edişi ile açıklanmıştır ki (Deynoux vd., 2005; Glover ve Robertson, 1998; Hall vd., 2014) Arabistan-Anadolu çarpışması (Şengör vd., 2003; Faccenna vd., 2006; Hüsing vd., 2009) ve GPS verilerinden elde edilmiş hız verileri (Reilinger vd., 2006, 2010) bu düşünceye kanıt olarak gösterilmiştir. Ancak bu yaklaşım, Isparta Açısı'nın merkezindeki kısalmayı açıklamak konusunda başarılı olsa dahi Isparta Açısı'nın doğu kanadında eş zamanlı olarak gelişen D-B yönlü açılma bileşeni (Koçyiğit vd., 2000; Koç vd., 2012, 2016b ve 2017; Wasoo vd., 2020; Wasoo ve Koç, 2021) açıklamak konusunda yetersizdir.

Manavgat, Köprüçay ve Aksu havzalarını etkileyen düşey eksen rotasyonlarının belirlenmesini hedefleyen paleomanyetik tabanlı çalışmalar, Köprüçay Havzası'nın saat yönünde $\sim 20-30^\circ$, Manavgat Havzası'nın $\sim 25-35^\circ$ saatin tersi yönünde döndüğünü, buna karşın Aksu Havzası'nın ise Erken-Orta Miyosen'den beri herhangi bir rotasyona maruz kalmadığını göstermiştir. Bu rotasyon verilerine ait yaşlar, Manavgat Havzası'nın evrimi ve Aksu Havzası'nın doğusunu sınırlayan bindirme fayının (Aksu Bindirmesi) yaşı ile de örtüşmektedir. Dolayısıyla, Isparta Büklümü olarak tanımlanan bu bölge içerisinde çok kısa mesafeler içerisinde gözlemlenen bu açılma, sıkışma ve dönme hareketlerinin arkasında yatan mekanizmanın yeniden kurgulanması gerekmektedir. Bu

çalışmada, yaklaşık 25 km genişliğinde, 90 km uzunluğunda ve Isparta Büklümü'nün doğu kanadında konumlanmış, KB-GD uzanımlı Manavgat Havzası'nın jeolojik evriminin kurgulanmasına çalışılmıştır. Bu amaçla, Erken Miyosen'den günümüze kadar, Manavgat Havzası'nın yapısal unsurlarının, geometrisinin, sedimanter birimlerinin ve fasiyes ilişkilerinin belirlenmesi hedeflenmiştir.

Bu amaçla, havzanın yapısal unsurlarının, geometrisinin ve litoloji sınırlarının belirlenmesinde optik uzaktan algılama yöntemleri uygulanırken, uzaktan algılama ile elde edilen verilerin doğruluğunun test edilmesi, dokanak ve fasiyes ilişkilerinin belirlenmesinde ise geleneksel arazi çalışmaları ve gözlemleri kullanılmıştır.

MATERYAL VE YÖNTEM

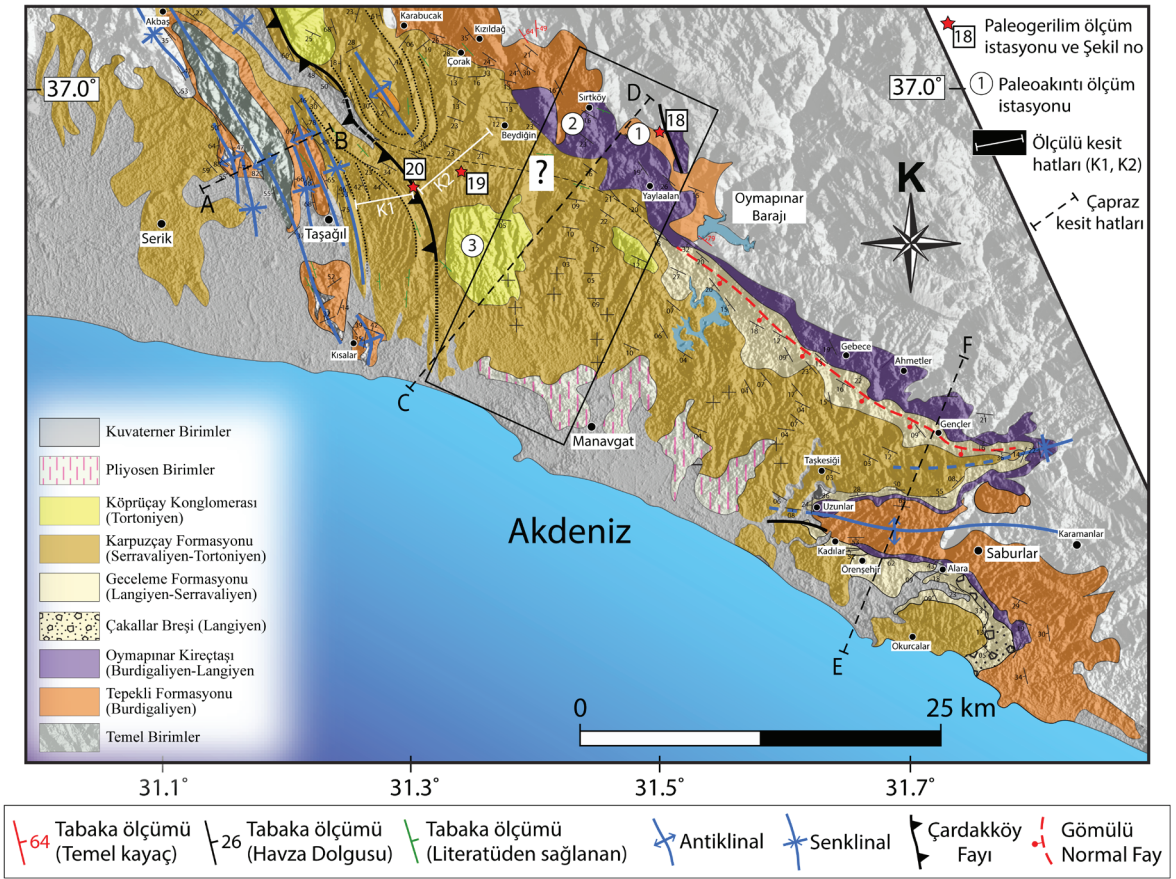
Litostratigrafi

Manavgat Havzası yaklaşık KB-GD uzanımlı yaklaşık 2200 km² alana sahip, temelde Antalya Havzası Kompleksi (Aksu, Köprüçay ve Manavgat havzaları) olarak tanımlanan havzalar bileşkesi içerisinde yer alan alt havzalarından biridir. Batıda Antalya Napları, kuzeyde Toroslar ve doğuda ise Alanya Napları olarak tanımlanan temel birimler üzerine uyumsuz olarak gelen havza dolgusu, genel olarak denizel kırıntılı karakterde ve 1 km'den fazla istif kalınlığına sahiptir. Manavgat Havzası'nın batı ucu, komşusu olan Köprüçay Havzası'nın güney kenarı ile birleşerek 'L' şekilli bir dirsek yapısı oluşturmaktadır (Şekil 1b).

Manavgat Havzası'nı da içeren bölgedeki ilk haritalama çalışmaları Altınlı (1944) ve Blumenthal (1951) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu öncül çalışmadan sonra ise Flecker (1995) tarafından doktora tezi kapsamında Köprüçay, Manavgat ve Aksu havzalarının sedimantolojisi ve evrimi detaylı olarak çalışılmıştır. Diğer kayda değer sedimantolojik çalışmalar Manavgat Havzası özelinde Karabıyıkoglu (2000) tarafından

yapılırken, bölgesel olarak Antalya Havzası çerçevesinde Çiner vd. (2008) tarafından yapılmıştır. Tüm bu çalışmalar çerçevesinde, genel olarak Manavgat Havzası'nı oluşturan tortul istif, Erken Miyosen'de çökelmeye başlayan karasal ve denizel kırıntılılar ile başlarken, kabaca Orta Miyosen'de mercan resifleri ve resifal şelf karbonatları ile devam etmektedir. Orta/Geç Miyosen'de kırıntılı derin deniz çökeltilerini tanımlayan türbiditik seri kendini gösterirken, Pliyosen'den Günümüze kadar uzanan dönemde denizel ve fluvial birimler istifin en üst seviyelerine karşılık gelecek şekilde çökelmiştir (Çiner vd., 2008).

Manavgat Havzası'nın sedimanter istifi kuzeyden güneye doğru gençleşirken, aynı zamanda istif litolojik olarak da farklılaşmaktadır (Şekil 2). Güneyde istif temel üzerine Erken Miyosen'de uyumsuz olarak yerleşen 1) Tepekli (Şevince) Formasyonu ile başlar (Şekil 3). Taban konglomerası niteliğinde olan bu formasyon, uyumlu olarak 2) Oymapınar Kireçtaşı (Geç Burdigaliyen-Langiye) tarafından örtülmektedir. Üst seviyelere doğru istifin tane boyu küçülürük çamurtaşına geçiş yapar. Oymapınar Kireçtaşından türemiş olan 3) Çakallar Breşi'nin alt ve üst sınırları uyumludur ve sahada lokal olarak izlenebilmektedir. 4) Geceleme Formasyonu (Langiye-Serravaliye) olarak adlandırılan birim kendisinden önce çökelen Çakallar Breşi ve Oymapınar Kireçtaşının üzerine uyumlu ve geçişli olarak yerleşmektedir. 5) Karpuzçay Formasyonu ise türbiditik karakterde olup, yatayda ve düşeyde Geceleme Formasyonu ile geçişlidir. Pliyosen yaşlı ve yatay konumunu koruyan birimler ise tüm bu sistemi uyumsuz olarak üzerlemektedir. Bu çalışma kapsamında birimlere ait detaylı litolojik tanımlamalar, dokanak ilişkileri, yaş verileri ve çökeltme ortamına dair yorumlar aşağıda verilmiştir.



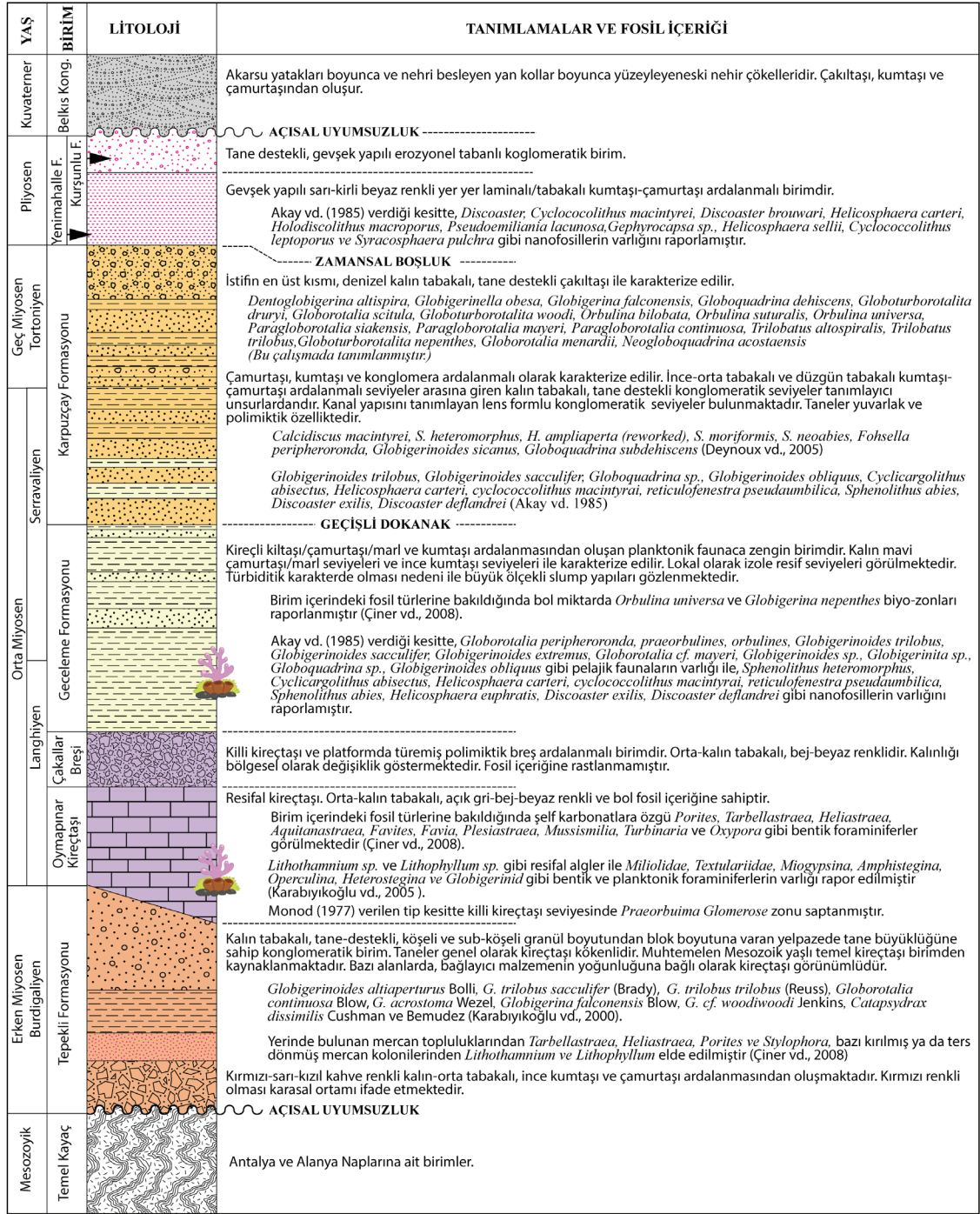
Şekil 2. Çalışma alanının revize edilmiş jeoloji haritası (1/100.000 ölçekli MTA haritasından üretilmiştir). Kesikli çizgiler yapısal kısımda verilen jeolojik kesit hatlarını belirtmektedir.

Figure 2. Revised geological map of study area (1/100.000 scale MTA geological map). Dashed lines indicate geological cross-section lines given in structural part of text.

Tepekli (Sevinç) formasyonu (TF, Burdigaliyen)

Doğrudan Mesozoyik yaşlı kireçtaşı ve şistler üzerine gelen (Şekil 4a) ve taban konglomerası özelliği taşıyan Tepekli Formasyonu ilk olarak Monod (1977) tarafından Tepekli Konglomerası olarak adlandırılmıştır. Diğer çalışmalarda Sevinç (MTA L12 paftası, 1:100.000) ya da Aksu Konglomerası (Akay vd., 1985) olarak adlandırılan birimler ise Tepekli Formasyonu'nun eşleniğidir.

Hâkim litoloji konglomera gibi gözükse de (Şekil 4b ve 4c), birimin güneydeki devamlılığı takip edildiğinde konglomera ile ardalımalı kumtaşı/çamurtaşı birimlerinin de istif düzenine katılması nedeni (Şekil 4d) ile bu çalışmada Tepekli Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Tepekli Formasyonu en iyi olarak kuzeyde Kızıldağ Mahallesi'nde, batıda Taşağıl ilçesi civarında, doğuda ise Kadılar Mahallesi'nin kuzeyinde bulunan Saburlar Antiklinali'nin çekirdeğinde gözlenmektedir (Şekil 2).



Şekil 3. Manavgat Havzasının litostratigrafik birimlerini gösteren genelleştirilmiş kolon kesit.

Figure 3. Generalized lithostratigraphic columnar section of Manavgat Basin.



Şekil 4. a) Yaylaalan Köyü'nün kuzeyinde Tepekli Formasyonu ile temel birim arasındaki uyumsuz dokanağı gösteren arazi görüntüsü. Tabaka ölçümü eğim yönü/eğim (EY/E) formatında verilmiştir, **b)** Sirtköy'ün kuzeyinde, havza sınırına çok yakın bir alanda temel üzerine yerleşen Tepekli Formasyonu'na ait saha görüntüsü. Taban konglomerası niteliğindeki birim blok boyutunda malzemelerden ve gravite etkisinde oluşmuştur, **c)** Havzanın iç kesimlerine doğru Tepekli Formasyonu'na ait konglomeratik birimdeki tane boyunun küçüldüğünü gösteren saha görüntüsü, **d)** Manavgat Havzası'nın doğusunda yer alan Saburlar Antiklinali'nin güney kanadında (Çakallar Mahallesi'nin kuzeyinde) gözlenen Tepekli Formasyonu'na ait istif gösteren arazi görüntüsü.

Figure 4. a) Field view showing unconformable contact between Tepekli Formation and basement unit north of Yaylaalan village. Bedding measurement provided in dip direction/dip amount (DD/D) format. **b)** Field view of Tepekli Formation resting on basement unit. Located north of Sirtköy, it is situated quite close to the basin boundary. Basal conglomeratic unit of the formation consists of rock materials in block size under effect of gravity. **c)** Field view showing grain size of conglomerate gradually decreasing as it moves further into the basin interior. **d)** Field view showing succession of Tepekli Formation on southern flank of Saburlar Anticline, located east of Manavgat Basin (north of Çakallar Mahallesi).

Tepekli Formasyonu temel üzerine açılal uyumsuzlukla yerleşmiştir. Birimin kendisi güneye doğru eğimli iken, karbonatlardan ve sistlerden oluşan Mesozoyik yaşlı temel birim ise yüksek deformasyona maruz kalmış kıvrımlı-kırıklı özellikte olup kabaca 60-70° kuzeye doğru eğimlidir (Şekil 4a).

Birim havzanın batısında Karpuzçay Formasyonu tarafından, havzanın orta kesimlerinde ve doğusunda ise Oymapınar Kireçtaşı tarafından uyumlu olarak örtülmektedir (Şekil 2). Bu dokanak ilişkisi, en güzel Oymapınar baraj kenarında ve Çakallar-Saburlar yolu üzerinde gözlenir ki bu yol boyunca, Tepekli Formasyonu'nun istif karakterinin kuzeydekinden (Şekil 4b) oldukça farklı olduğu gözlenir (Şekil 4d).

Tepekli Formasyonu alt seviyelerde (havzanın kuzeyinde) blok boyutunda, alt-üst tabaka sınırlarının belirgin olmadığı, gravite etkisinde gelişen kütle akışına bağlı kaotik bir seviye ile başlar (Şekil 4b). Üst seviyelere doğru kırmızı-sarı renkli kumtaşı-çamurtaşı ve tabakalı konglomeratik seviyeler ile aralanmalı, erozyonal tabanlı birimlerle devam eder (Şekil 4d). En üst seviyelerde ise birim tekrar kabalaşarak, tane destekli, yarı-köşeliden iyi yuvarlaklaşmış tanelere sahip konglomeratik seviye ile sonlanır. Konglomerayı oluşturan taneler, kaynak kayaya bağlı olarak lokal değişiklikler göstermektedir. Sevinç Mahallesi civarında konglomerayı oluşturan taneler %50 oranında gri renkli kireçtaşı kökenli iken, %40 oranında kırmızımsı-kahve renkli kumtaşından ve %10 koyu renkli metamorfik kayalardan türemiştir. Konglomeratik seviyelerde herhangi bir derecelenme ve boylanma dikkati çekmez.

Çiner vd. (2008), Tepekli Formasyonu içerisinde yerinde bulunan mercan topluluklarından *Tarbellastraea*, *Heliastrea*, *Porites* ve *Stylophora* fosilleri ile bazı kırılmış ya da ters dönmüş

mercan kolonilerinden de *Lithothamnium* ve *Lithophyllum* fosillerinin varlığını raporlamıştır. Bu fosil topluluğuna bağlı olarak Tepekli Formasyonu'na Burdigaliyen-Erken Langiyen yaşı verilmiştir (Çiner vd., 2008). Bununla birlikte İslamoğlu (2002) tarafından Alarahan mevkiinden alınan kesitte, bentik/planktonik foraminifere (*Operculina* ve *Amphistegina* sp.) ve mercan türlerine (*Tarbellastraea* sp., *Favites*) dayanarak Burdigaliyen yaşı verilmiştir. Karabıykoğlu vd. (2000) tarafından yapılan çalışmada ise, *Globigerinoides altiaperturus* Bolli, *G. trilobus* *sacculifer* (Brady), *G. trilobus* *trilobus* (Reuss), *Globorotalia* *continiosa* Blow, *G. acrostoma* Wezel, *Globigerina* *falconensis* Blow, *G. cf. woodiwoodi* Jenkins, *Catapsydrax* *dissimilis* Cushman ve *Bemudez* fosillerini tanımlamış ve içeriğe bağlı olarak Tepekli Formasyonu Burdigaliyen olarak yaşlandırılmıştır. Önceki çalışmalar ve arazi gözlemleri dikkate alındığında, bu çalışmada Tepekli Formasyonu için Burdigaliyen yaşı benimsenmiştir.

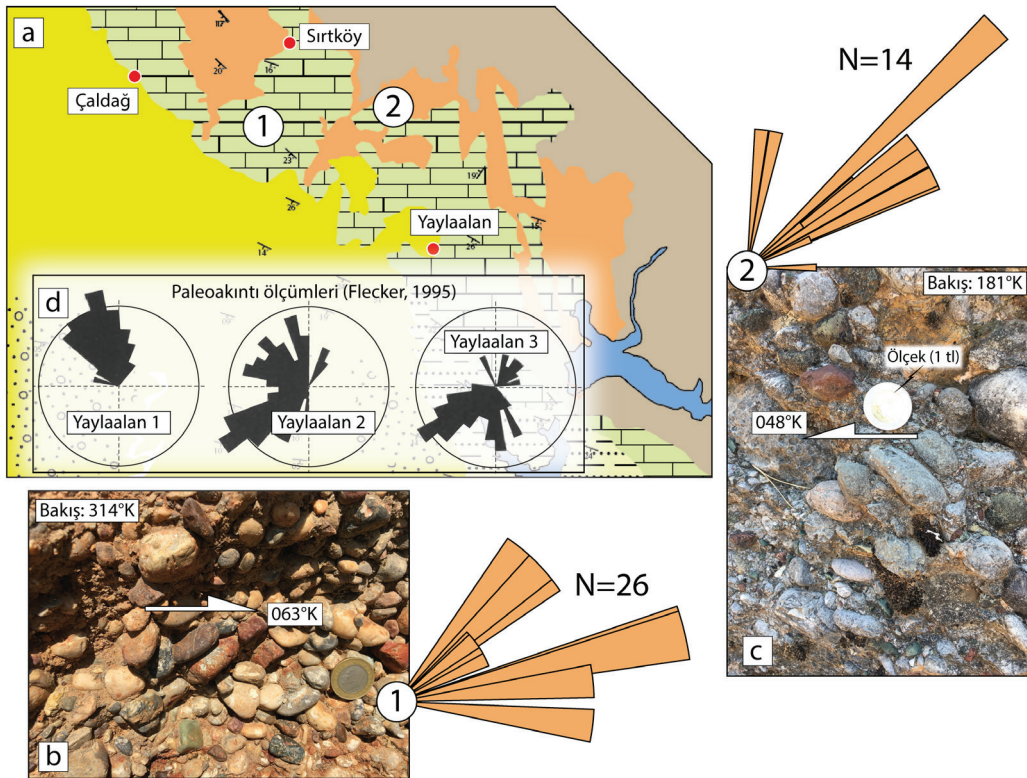
Arazi gözlemlerine ek olarak, Tepekli Formasyonu'nun beslenme yönünü saptamak amacı ile birime ait konglomera seviyelerinde gözlenen biniklik yapılarından paleoakıntı ölçümleri alınmıştır. İki farklı lokasyondan toplam 40 adet ölçüm alınmış ve gül diyagramında gösterilmiştir (Şekil 5). Yapılan analizler sonucunda ortalama akım yönü Lokasyon-1 için 063°K olarak belirlenirken, Lokasyon-2 için 048°K olarak bulunmuştur (Şekil 5b ve 5c). Bu akış yönleri kendi içinde tutarlı olmasına rağmen Flecker (1995) tarafından aynı bölgeden alınan paleoakıntı ölçümlerinden farklıdır (Şekil 5d).

Havzanın kuzey sınırına yakın olan bölgelerde gözlenen ve birimin alt seviyelerini temsil eden blok boyutunda, kaotik yapılı, alt-üst tabaka sınırları belirgin olmayan, masif breş/konglomera seviyeli birim, kaynak kayacın yakınlarında gravite etkisinde gelişen kütle hareketleri olarak yorumlanmıştır (Şekil 4b). Havzanın güneyinde

gözlenen ve nispeten istifin üst seviyelerine karşılık gelen kaba çakıl boyutunda konglomeratik seviyeler ile ardaalanmalı kırmızı-sarı-yeşil renkli ince taneli kumlu-siltli-killi seviyeler (Şekil 4c) alüviyal fan (karasal)-fan delta (denizel) geçiş ortamını temsil etmektedir. Üst seviyelerde görülen iyi yuvarlaklaşmış, tane destekli konglomeratik seviye ise fan-delta ortamı olarak yorumlanmıştır.

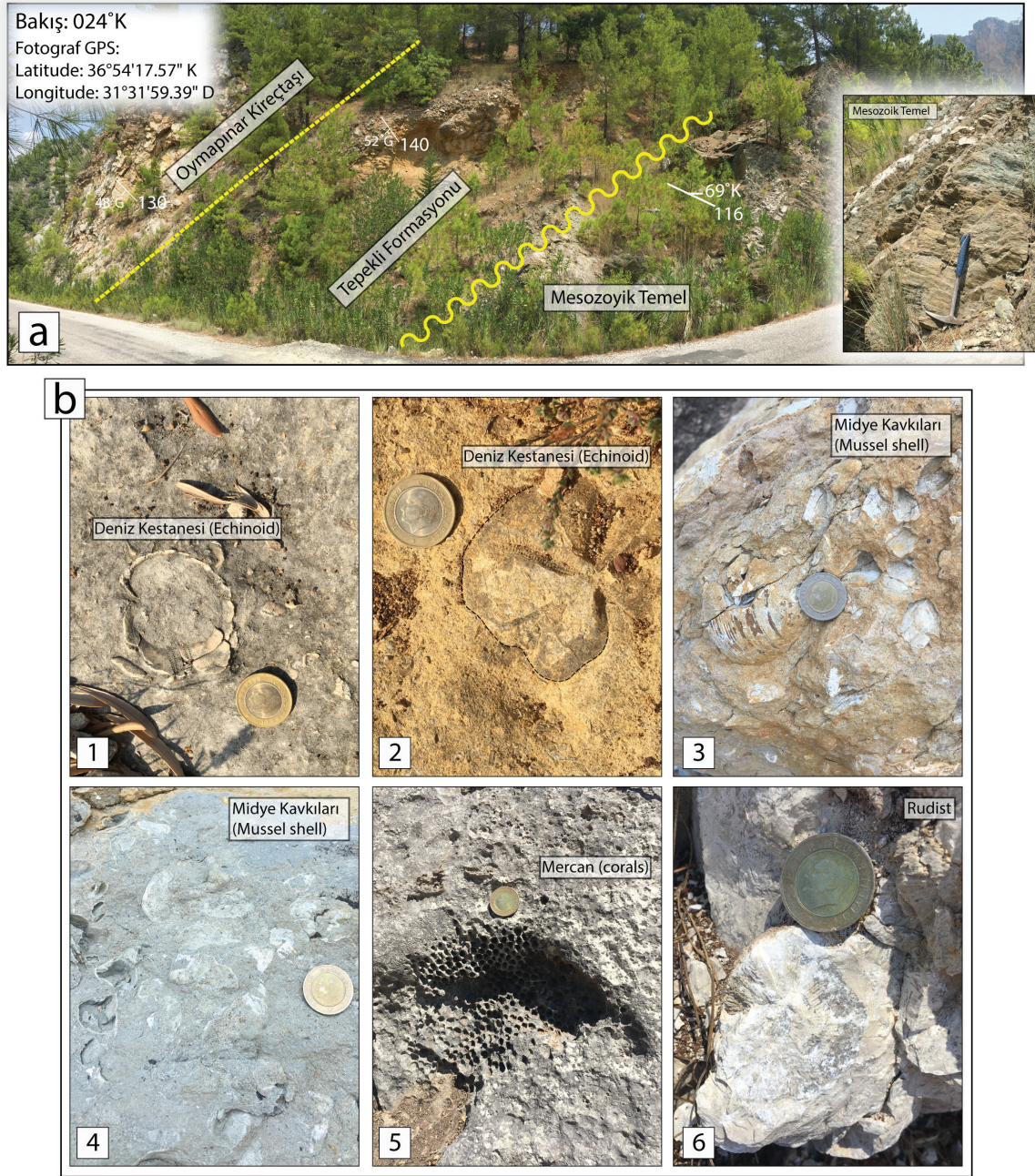
Oymapınar kireçtaşı (OK, Burdigaliyen-Langiyen)

Manavgat Havzası'nın kuzey sınırına yakın bölgelerde ince bir kuşak şeklinde gözlemlenen (Şekil 2) ve Tepekli Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Oymapınar Kireçtaşı (Şekil 6a) ilk olarak Altınlı (1944) tarafından Burdigaliyen Kalkeri olarak tanımlanmıştır. İlk defa Oymapınar Kireçtaşı olarak adlandırılması ise Monod (1977) tarafından yapılmıştır.



Şekil 5. a) Tepekli Formasyonuna ait konglomeratik birimden alınan paleoakıntı ölçümlerinin lokasyonunu ve yönlerini gösteren harita, **b)** Lokasyon 1'den alınan ölçümleri (N=26) gösteren gül diyagramı ve biniklik yapısını gösteren yakın plan arazi görüntüsü, **c)** Lokasyon 2'den alınan verilerin (N=14) gül diyagramında gösterimi ve biniklik yapısını gösteren yakın plan saha görüntüsü, **d)** Flecker (1995) tarafından Yaylaalan bölgesinden alınan verilerin (biniklik yapısı) gül diyagramında gösterimi.

Figure 5. a) Map showing location and directions of paleocurrent measurements collected from conglomerate unit of Tepekli Formation. Rose diagrams show measurements taken from **b)** Location 1 (N=26) and **c)** Location 2 (N=14), and close-up field view of clast imbrications observed in these locations. **d)** Rose diagrams show paleocurrent data (imbrication) taken from Yaylaalan region by Flecker (1995).



Şekil 6. a) Oymapınar Barajı'nın doğu yakasında temel birim üzerine açısal uyumsuzlukla gelen Tepekli Formasyonu ve onu uyumlu olarak üzerleyen Oymapınar Kireçtaşı, **b)** Oymapınar kireçtaşı içerisinde görülen fosil toplulukları; **1 ve 2)** Gebece mevkiinde gözlemlenen deniz kestanesi, **3 ve 4)** Oymapınar barajı kenarında görülen Midye kabukları, **5)** Çaldağ civarında gözlemlenen Mercan ve **6)** Rudist.

Figure 6. a) Tepekli Formation lies on top of basement unit with angular unconformity east of Oymapınar Dam. Oymapınar Limestone overlies it conformably. **b)** Fossil assemblages observed in Oymapınar Limestone; **1 and 2)** Echinoids observed in Gebece region, **3 and 4)** Mussel shells observed near Oymapınar Dam, **5)** Coral and **6)** Rudist observed around Çaldağ.

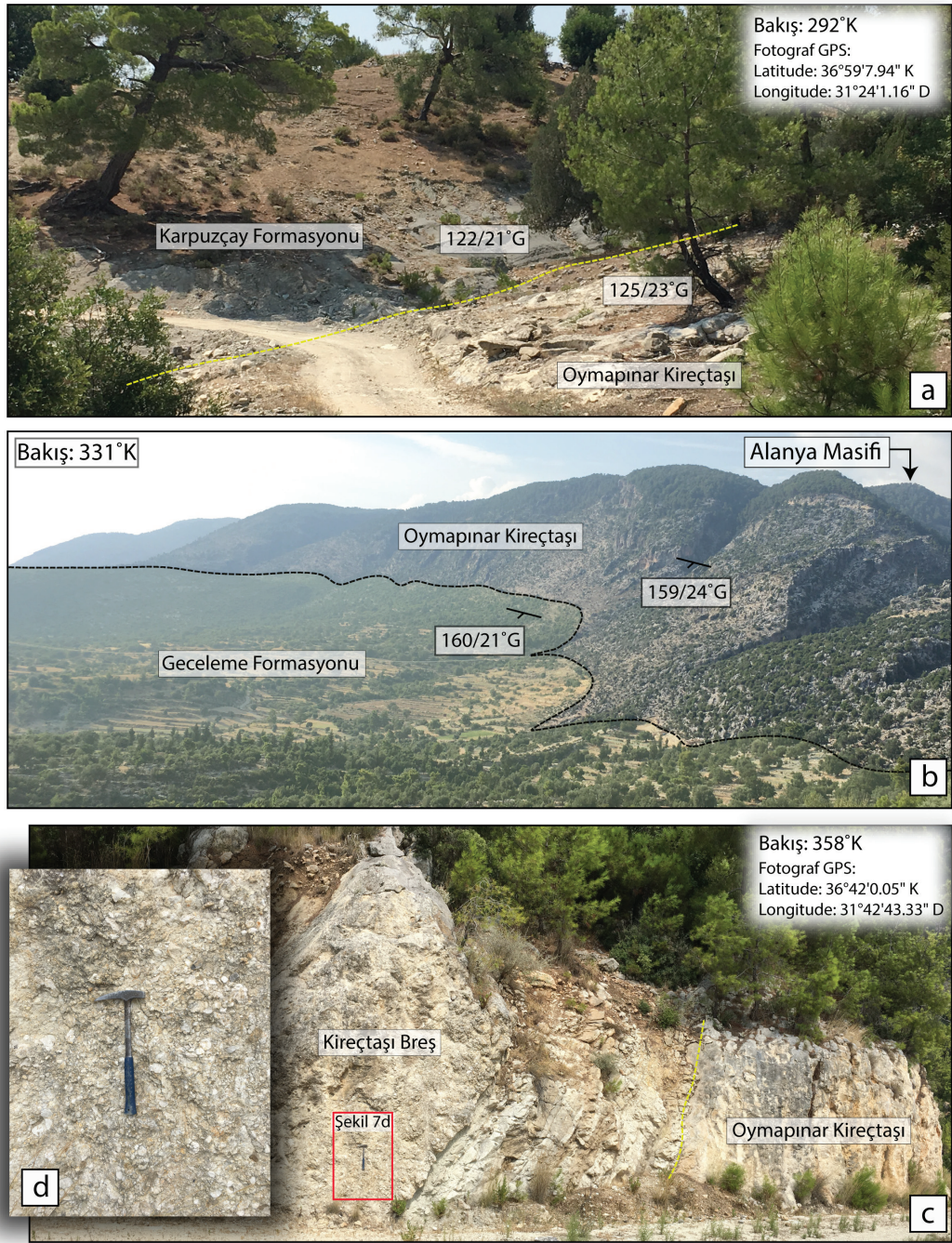
Birim genel olarak orta/kalın tabakalı, açık beyaz/bej renkli olmasına rağmen bazı seviyelerde mavi/gri renkli ve bol makro fosil içermektedir (Şekil 6b). Oymapınar Kireçtaşı, Manavgat Havzası'nın kuzeyinde Sırtköy, Yaylaalan ve Ahmetler civarında yüzlek verirken, doğuda Saburlar Antiklinali'ni çevrelediği kısımlarda ince bir hat şeklinde yüzeylemektedir (Şekil 2). Bununla birlikte, havzanın kuzeybatısında, Yaylaalan Mevkii'nin güneyinde, Oymapınar Kireçtaşı'nın yanal devamlılığını kaybetmektedir. Bu durum, Oymapınar Kireçtaşının düşeyde üstten ve alttan sınırlayan birimlerle uyumlu (tabaka doğrultu/eğim değeri) olmasına istinaden Oymapınar Kireçtaşı'nın batıya doğru kamalanarak Karpuzçay Formasyonu'na yanal geçiş yaptığı şeklinde yorumlanmıştır. Oymapınar Kireçtaşı ~20-25° güneye, havza merkezine doğru eğimlidir (Şekil 2). Birim, Karabucak, Kızıldağ ve Sırtköy civarında Tepekli Formasyonu üzerine uyumlu olarak yerleşirken (Şekil 6a), Gebece ve Ahmetler Mevkii'nde ise doğrudan Alanya Metamorfikleri'nin üzerine uyumsuz olarak yerleşmiştir (Şekil 7a). Benzer şekilde, Oymapınar Kireçtaşının üst dokanak ilişkisi de yersel olarak değişiklik göstermektedir. Havzanın kuzeybatısında, Çaldağ civarında Oymapınar Kireçtaşı, Karpuzçay Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülürken (Şekil 7a), kuzeyde Oymapınar Barajı civarında Geceleme Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmektedir (Şekil 7b). Bununla birlikte, havzanın kuzeydoğu (Gençler Mahallesi'nin kuzeyi) ve doğusunda (Çakallar Mahallesi) Oymapınar Kireçtaşı Çakallar Breşi tarafından örtülmektedir (Şekil 7c ve 7d). Bu durum ise, havza içerisinde farklı paleo-ortamın varlığına işaret etmektedir.

Oymapınar Kireçtaşı'nın yaşının ve oluşum ortamının belirlenmesi amacı ile bünyesinde barındırdığı fosil türlerinin tanımlanmasına çalışılmıştır. Bu çalışmalardan biri İslamoğlu (2002) tarafından yapılmıştır. İslamoğlu (2002) çalışmasında Alarahan kesitinin üst seviyelerinde

Praeorbulina glomerosa, *Praeorbulina sicana* gibi planktonik foraminiferler ile alt seviyelerinde *Borelis cf melo*, *Peneroplis sp.*, *Operculina sp.*, *Amphistegina sp.*, *Textulanidae* gibi bentik ve *Globigerinoides bisphericus*, *Globigerinoides trilobus* gibi planktonik foraminiferlerin varlığını göstermiştir. Araştırmacı, aynı çalışmasında farklı kesitlerde *Chlamys scabrella bolienensis*, *Pecten fuschi venus multilammella*, *Ostrea sp.* gibi yumuşakça faunasının varlığına da işaret ederek, Oymapınar Kireçtaşı için Geç Burdigaliyen-Langiyen yaşını önermiştir. Oymapınar Kireçtaşı'na değinilen diğer çalışmalarda (Akay ve Uysal, 1985; Çiner vd., 2008; Karabıyıkoglu vd., 2000 ve Flecker, 1995) da Oymapınar Kireçtaşı için benzer yaşlar öne sürülmüştür. Yapılan önceki çalışmalar ve arazi gözlemleri dikkate alınarak, bu çalışmada ise Oymapınar Kireçtaşı'nın yaşı Geç Burdigaliyen-Langiyen olarak benimsenmiştir. Fosil içeriği baz alındığında, Oymapınar kireçtaşının sığ denizel ortamda (shelf) çökeldiğini söylemek mümkündür.

Çakallar breşi (ÇB, Langiyen)

Çakallar Breşi, havzanın doğu kısmında lokal olarak gözlenmektedir ve ilk olarak Akay ve Uysal (1984) ve Akay vd. (1985) tarafından adlandırılmıştır. Birimin kireçtaşı kökenli olması (Şekil 7d) nedeniyle sahada Oymapınar Kireçtaşı'ndan ayırt edilmesi zordur. Killi kireçtaşı-kireçtaşı ardalanmalı ve yer yer kalın breş seviyelerinin de dahil olması ile gelişen birim, orta kalın tabakalı, genel olarak açık sütsü beyaz/bej rengi ile karakterize edilmektedir. Keskin-düz tabakalanma tabanı, kaotik ve kötü organize olmuş polimiktik (metamorfik taneler içerir) özelliktedir. Breşi meydana getiren taneler kuzeyden güneye doğru küçülmektedir (Akay vd., 1985). Birimin tip kesiti Çakallar Mahallesi civarında olmasına dayanarak adlandırılmasında bu isim kullanılmıştır (Şekil 7c).



Şekil 7. a) Çaldağ Mevkii'nde Oymapınar Kireçtaşı'nın, Karpuzçay Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlendiğini gösteren arazi görüntüsü, **b)** Oymapınar Barajı civarında Oymapınar Kireçtaşı ile Geceleme Formasyonu arasındaki uyumlu dokanak ilişkisini gösteren saha görüntüsü, **c)** Çakallar breşi ile Oymapınar kireçtaşı arasındaki dokanak ilişkisi ve **d)** Çakallar breşinin yakın plan saha görüntüsü.

Figure 7. a) Field view of Oymapınar Limestone around Çaldağ province, which is overlaid conformably by the Karpuzçay Formation, **b)** Field view of the conformable contact between Oymapınar Limestone and Geceleme Formation in vicinity of Oymapınar Dam, **c)** Field observation of contact relationship between Çakallar Breccia and Oymapınar Limestone, and **d)** Close-up view of Çakallar Breccia.

Çakallar Breşi altta Oymapınar Kireçtaşı ile uyumludur (Şekil 7c). Üst dokanak ise stratigrafik olarak Geceleme Formasyonu ile uyumlu olup, Geceleme Formasyonu içerisinde yanall olarak incelererek kaybolmaktadır. Bu nedenle bazı bölgelerde birimin yanall devamlılığı takip edilememektedir. Breş, kuzeyde normal istif düzeninde iken, 15-20° güneye doğru eğimlidir. Ancak havzanın doğusunda, Saburlar Antiklinali'nin kuzey ve güney kanadında ölçülen eğim değerleri 50-55°'ye varmaktadır.

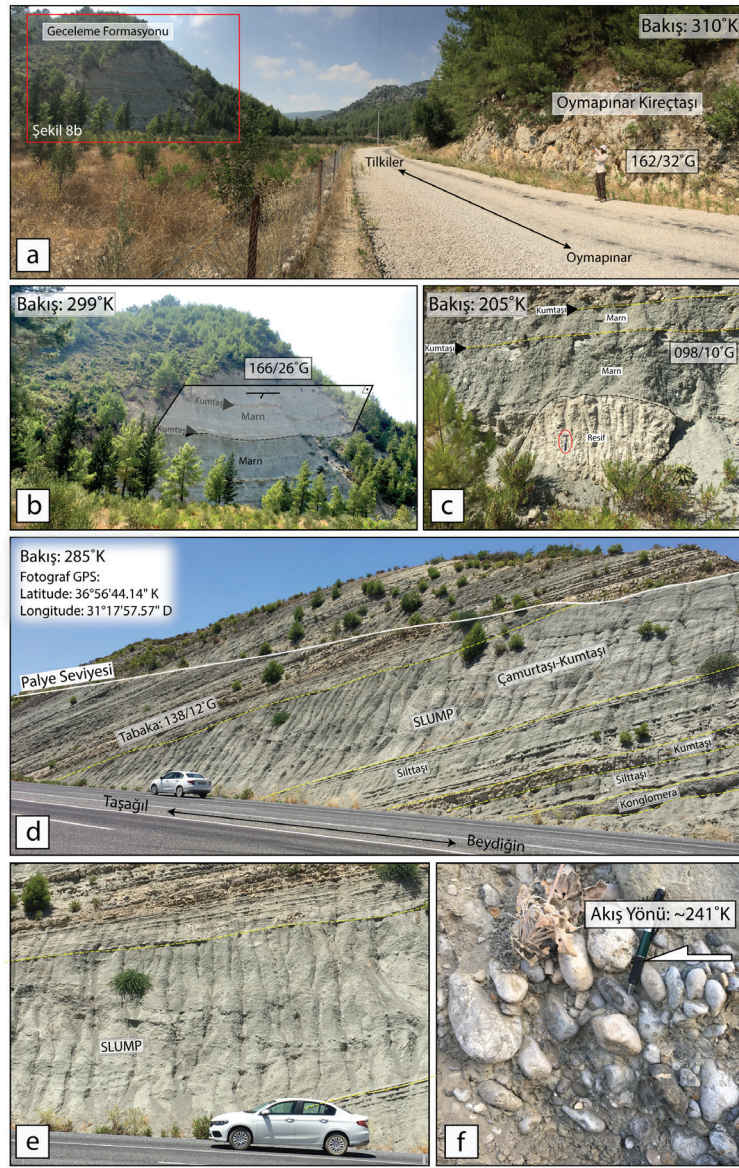
Birimin fosil içeriğine dair çalışmalar kısıtlıdır. Birim içerisinde fosil bulunamayışı nedeniyle stratigrafik olarak alt ve üst sınırları dikkate alınarak yaş tayini yapılmıştır. Birimi tabandan sınırlayan Oymapınar Kireçtaşı'nın yaşının üst sınırı Langiyen olarak belirlenmiştir. Bununla birlikte, Çakallar Breşi Geceleme Formasyonu'nun alt seviyelerine karşılık gelmektedir. Bu nedenle Çakallar Breşi'nin yaşı Langiyen olarak belirlenmiştir (Akay vd., 1985). İslamoğlu (2002) ise Çakallar Breşi'nin yaşını Üst Burdigaliyen-Langiyen olarak yine stratigrafiye dayalı göreceli yaş verilmiştir. Bu çalışmada da Çakallar Breşi'nin yaşı Langiyen olarak benimsenmiştir.

Tanelerin köşeli, blok boyutunda, kaotik-kötü organize olmuş ve bağlayıcı malzeme olarak CaCO₃ varlığı, Çakallar Breşi'nin yamaç önü ortam koşullarında çökeldiğini düşündürmektedir. Karakbıyıklı vd. (2000) bu ortamın yaklaşık K-G uzanımlı normal karakterli Fersin Fayı tarafından kontrol edildiğini önermektedir. Çakallar Breşi'nin sınırlı yayılımı (lokal) ve kuzeyden güneye tane boyunda görülen küçülme göz önüne alındığında, Karakbıyıklı vd. (2000) tarafından önerilen depolanma ortamı Çakallar Breşi için olası açıklama niteliği taşımaktadır.

Geceleme formasyonu (GF, Geç Langiyen-Serravaliyen)

Geceleme Formasyonu, Oymapınar Kireçtaşı ile Karpuzçay Formasyonu arasında gelişen bir geçiş zonu niteliği taşımaktadır. Birim Manavgat Havzası'nın kuzeydoğu ve doğusunda yüzeylemektedir. Adını Gençler Mahallesi'nin eski adı olan Geceleme Köyü'nden almaktadır ve ilk olarak Blumenthal (1951) tarafından Geceleme Marnları olarak tanımlanmıştır. Geceleme Formasyonu'nun en iyi gözlemlendiği alanlar, kuzeyde Oymapınar Barajı-Gençler mevkiinde, doğuda ise Örenşehir ve Alara civarıdır. Havzanın kuzey kısmında, Oymapınar Kireçtaşı üzerine doğrudan uyumlu olarak gelen Geceleme Formasyonu (Şekil 7b ve 8a) mavi-gri renkli marn, kıltaşı ve ince kumtaşı ardalanmalı istif düzeni ile kendini belli eder (Şekil 8b). Marnlı seviyeler orta-kalın tabakalı ve bol planktonik fosil içeriğine sahiptir. Bununla birlikte, birim içerisinde blok boyutunda izole olarak gelişen resif birlikleri de göze çarpmaktadır. Bu resiflerin Geceleme Formasyonu'na ait tabakalanma ile ilişkisi yerinde olduğunu göstermektedir (Şekil 8c).

Birimin üst sınırı Karpuzçay Formasyonu ile yanall ve düşey geçişlidir ve birimleri belirgin bir sınır ile ayırmak her zaman mümkün olamamaktadır. Geceleme Formasyonu, Oymapınar Barajı'nın batısında yanall devamlılığı incelererek Karpuzçay Formasyonu içerisinde kamalanır ve kaybolur. Havzanın kuzeyinde, birim içerisinden alınan tabaka ölçümleri 20-25° güneye doğru eğim verirken, güneye doğru havza merkezine doğru gidildikçe, bu eğim değerleri 8-10°'ye kadar düşmektedir (Şekil 8c).



Şekil 8. a) Geceleme Formasyonunun, Oymapınar Kireçtaşı'nı, uyumlu olarak üzerlediğini gösteren saha görüntüsü (Oymapınar-Tilkiler yolu üzeri), **b)** Şekil 8a'da kırmızı dikdörtgen ile belirtilen bölgede Geceleme Formasyonu'nun yakın plan saha görüntüsü, **c)** Geceleme Formasyonu içerisinde blok boyutunda ve yerinde gözlenen resifal oluşum (Jeolog çekiçi ölçek olarak verilmiştir), **d)** Taşağıl-Beydiğin yolu üzerinde, yol yarması boyunca gözlenen türbiditik karakterdeki Karpuzçay Formasyonu'nun saha görüntüsü, **e)** İstifte bazı seviyelerde görülen slump yapıları bulunduğuna dikkat ediniz, **f)** Şekil 8. d'deki konglomeratik seviyede gözlemlenen tane boyunu, biniklik yapısını ve belirlenen akıntı yönünü (241°K) gösteren arazi görüntüsü.

Figure 8. a) Field view showing that Geceleme Formation conformably overlies the Oymapınar Limestone (on the Oymapınar-Tilkiler road), **b)** Close-up field view of Geceleme Formation, identified by red rectangle in Figure 8a, **c)** Isolated and in-situ reef formation in block size within Geceleme Formation (hammer used as scale), **d)** Field view of turbiditic Karpuzçay Formation observed along road cut on Taşağıl-Beydiğin road, **e)** Slump structures seen at levels of Karpuzçay Formation, **f)** Field view showing grain size, imbrication, and determined paleocurrent direction (241°N) in conglomerate level in Figure 8d.

Geceleme Formasyonu fosil içeriği bakımından oldukça zengindir. İslamoğlu (2002) tarafından yapılan çalışmada, karından bacaklı (gastropoda) ve çift kavkılı (bivalve) yumuşakçaların varlığı belirtilmiştir. Araştırmacı aynı çalışmasında Oymapınar ölçülü kesitinde *Helicospaera kamptneri* Hay-Mohler, *Cyclicargolithus abisectus* (Muller), *Calcidiscus leptoporus* (Murray-Blackman), *Dictyococites productus* (Kamptner), *Dictyococites bisectus* (Hay-Mohler-Wade), *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) ve *Pontospaera sp. gibi nannoplanktonlara ve Praeorbulina glomerata glomerata* (Blow) gibi planktonik foraminifere rastlamış, ve bu fosil bileşkesine dayanarak Geceleme Formasyonu'nun Langiyen-Erken Serravaliyen zamanında çöktüğünü belirtmiştir. Akay vd. (1985) tarafından yapılan çalışmada ise planktonik mikrofauna ve nannoplankton fosillerine göre birimin yaşı Langiyen ve kısmen de Serravaliyen olarak belirlenmiştir. Karabıyıkoglu vd. (2000) ve Çiner vd. (2008) ise çalışmalarında birim içerisinde bol miktarda *Orbulina Universa* ve *Globigerina nepenthes* biyozonlarının varlığına işaret ederek, birimin yaşının Geç Langiyen-Serravaliyen olduğunu öne sürmüşlerdir. Arazi gözlemleri sırasında dikkati çeken stratigrafik ilişkiler ve önceki çalışmalardaki yaş verilerine dayanarak bu çalışmada birim için Geç Langiyen-Serravaliyen olarak yaşlandırılmıştır.

Geceleme Formasyonu'nda kil boyutunda malzemenin baskın olması, kilaşı-marn birimlerinin ince kumtaşı seviyeleri ile ardalanmalı olarak gelişmesi, birimin derin deniz ortamında oluştuğuna işaret eder. Benzer şekilde, bol miktarda planktonik foraminifer seviyeleri ve nannoplankton faunası içermesi, yine formasyonun derin deniz ortamında çöktüğüne işaret etse de bazı seviyelerde izole halde bulunan resif yamalarının varlığı, ortamın sınırının çok da duraylı olmadığını ifade etmektedir.

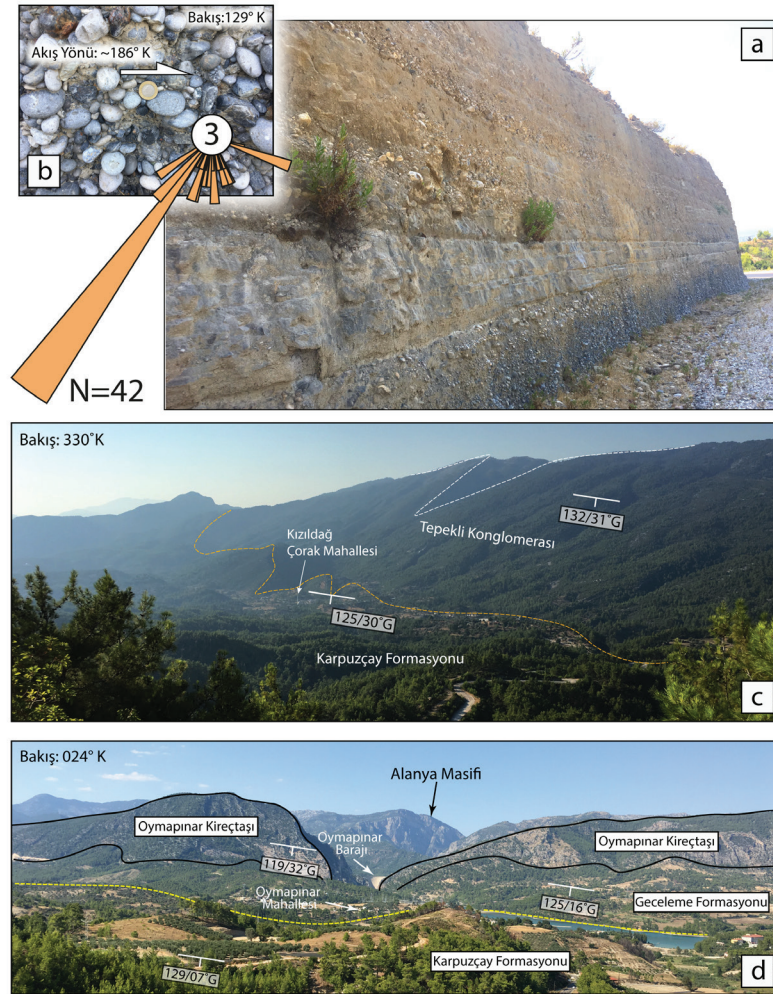
Karpuzçay formasyonu (KçF, Serravaliyen-Tortoniyen)

Karpuzçay Formasyonu, Manavgat Havzası'nda en geniş yayılımı sahip olan birimdir (Şekil 2). Manavgat Havzası özelinde batıda Serik ilçesinin kuzey kesimlerinden başlayarak, doğuda ise Çamlitepe-Okurcalar hattının doğusuna kadar uzanmaktadır. Adını havzanın doğusunda bulunan Karpuzçay'dan almaktadır. Akay vd. (1985)'ten önce farklı isimler ile -Aksuçay Formasyonu (Akbulut, 1977); Manavgat Molası (Monod, 1977); Kayabaşı Formasyonu (Hadımlı, 1968) olarak tanımlanmıştır. Karpuzçay Formasyonu, genellikle kilaşı/silttaşı-kumtaşı-konglomera ardalanması ile karakterize edilen türbiditik seriden oluşan kalın bir istif (Şekil 8d). Birim, paralel tabakalı çamurtaşı-silttaşı ile desimetre kalınlığında normal derecelenmeli, genellikle düz-keskin tabakalı kumtaşları ile kendini gösterir. İstifte sedimantasyon ile aynı zamanlı irili ufaklı slump (Şekil 8e) yapıları gözlenmektedir. Konglomeratik seviyelerde ise çakıl taneleri arasında iyi gelişmiş biniklik yapıları dikkati çeker (Şekil 8f ve 9b). En üst seviyede, Karpuzçay Formasyonu kalın bir konglomera istifi ile son bulur ve bu konglomeratik seviyenin yatay konumu bozulmamıştır (Şekil 9a). Karpuzçay Formasyonu'nun geneline bakıldığında yukarıya doğru kabalaşan bir istif niteliği taşıdığını söylemek mümkündür.

Karpuzçay Formasyonu, tabanda farklı birimleri -Tepekli Formasyonu, Oymapınar Kireçtaşı ve Geceleme Formasyonu'nu- uyumlu olarak örtmektedir. Tepekli Formasyonu ile dokanak ilişkisi en iyi havzanın kuzey-batı kesiminde, Kızıldağ-Çorak civarında (Şekil 9c) ve güney-batı kesiminde Taşağıl mevkiinde yer alan kıvrım setine ait kanatlarda gözlenmektedir. Havzanın kuzey kısmında Çaldağ civarında, Oymapınar Kireçtaşı üzerine doğrudan uyumlu olarak gelen Karpuzçay Formasyonu (Şekil 7a), Geceleme Formasyonu ile yatayda ve düşeyde geçişli olması nedeni ile bu iki birim arasındaki

sınır çok belirgin değildir (Şekil 9d). Manavgat Havzası'nın kuzeyinde Karpuzçay Formasyonu yaklaşık 15-20° güneye doğru eğimlidir ve eğim miktarı güneye doğru, havza merkezine doğru gidildikçe yatay konuma gelmektedir (Şekil 9a ve 9d). Pliyosen birimler bu yatay konumdaki

Karpuzçay Formasyonu üzerine yerleşmiştir. Manavgat Havzası'nda Messiniyen dönemine ait jeolojik kayıt eksiktir ve dolayısıyla depolanmanın olmadığı döneme karşılık gelmektedir. Dolayısıyla, Karpuzçay Formasyonu'nun üst sınırı yatay Pliyosen birimlerle tanımlanmaktadır.

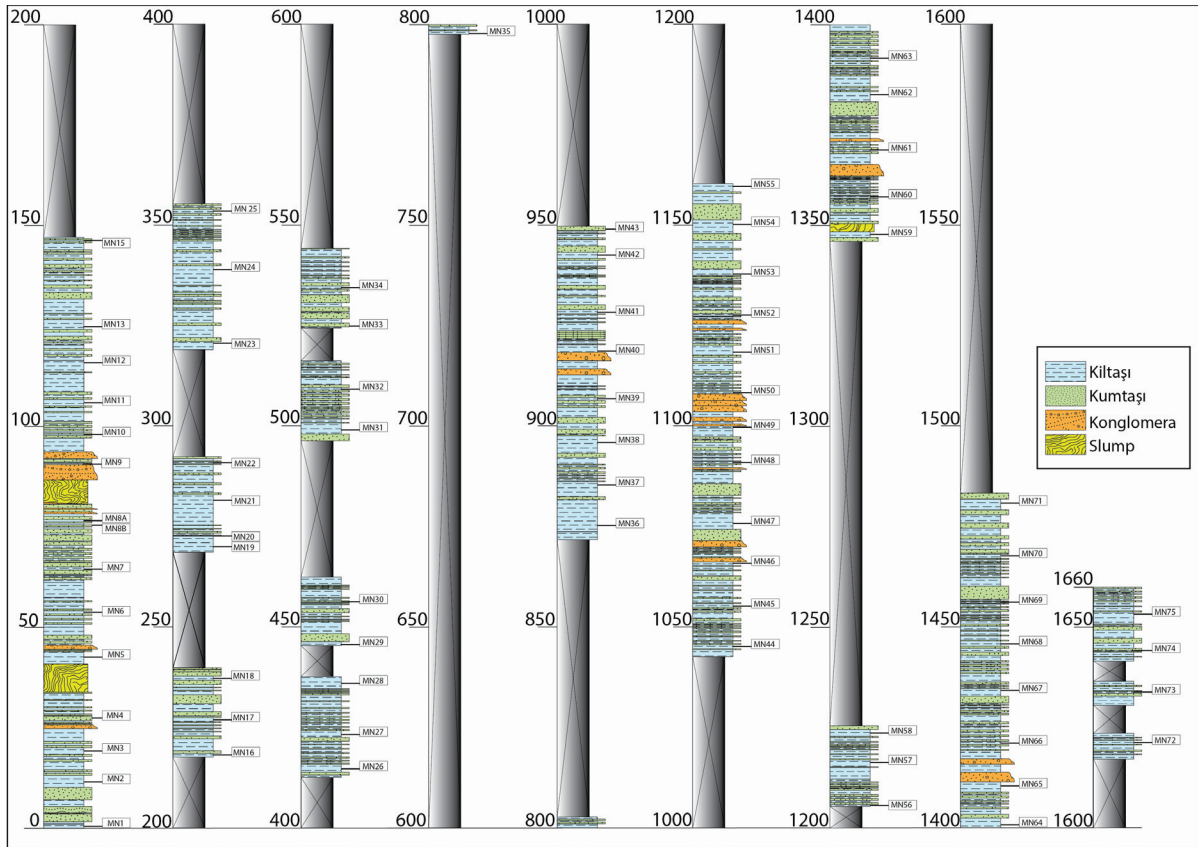


Şekil 9. a) Karpuzçay Formasyonu'nun en üst seviyesinde görülen ve yatay konumlanmış konglomeratik birim, **b)** Şekil 9a'da saha görüntüsü verilen konglomera içerisinde gözlemlenen biniklik yapısını ve belirlenen akış yönünü (186°K), **c)** Kızıldağ-Çorak mevkiinde Karpuzçay Formasyonu'nun Tepekli Formasyonu ile uyumlu dokanak ilişkisi, **d)** Oymapınar Barajı yakınlarında Karpuzçay Formasyonu ile Geceleme Formasyonu arasındaki uyumlu dokanak ilişkisini gösteren arazi görüntüsü.

Figure 9. a) Horizontal conglomeratic unit seen at top of Karpuzçay Formation, **b)** Imbrication structure and determined paleocurrent direction (186°N) observed in the conglomerate, its field view given in Figure 9a, **c)** Conformable contact relationship between Karpuzçay Formation and Tepekli Formation in Kızıldağ-Çorak locality, **d)** Field view showing conformable contact relationship between Karpuzçay Formation and Geceleme Formation near Oymapınar Dam.

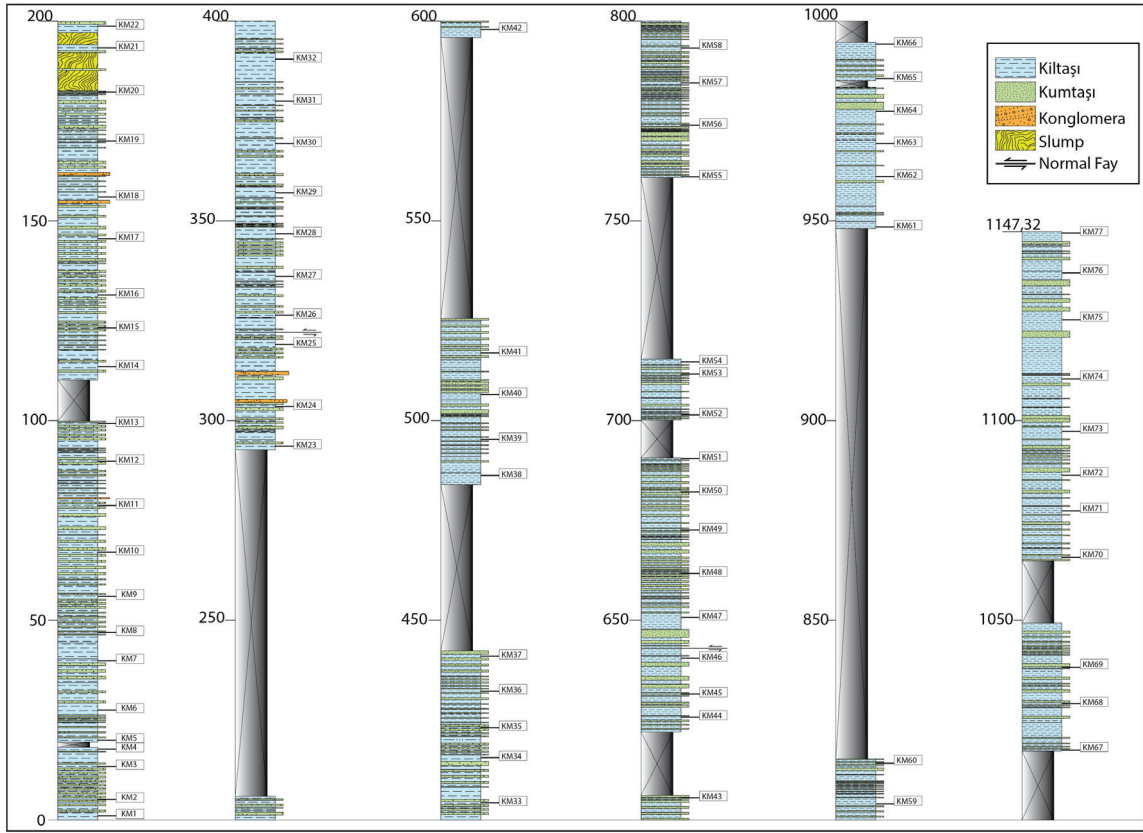
Arazi çalışmaları kapsamında, Karpuzçay Formasyonu'ndan Taşağıl-Beydiğin yolu boyunca iki ayrı (K1 ve K2) ölçülü kesitleri yapılmıştır. Kesitler Manavgat Havzası ile Köprüçay Havzası'nın kesiştiği dirsek bölgesinden alınmıştır (K1 ve K2 katları Şekil 2'de gösterilmiştir). Kesitlerden ilki (K1), yaklaşık 5500 m boyunca kayıplar dahil edilmeksizin yaklaşık 700 m (kayıplar dahil ~1600 m) kalınlığa sahiptir. Bu istifin ölçümü kabaca doğudan (Başlangıç Lokasyonu: 36°56'46,15''K, 31°17'59,90''D; Bitiş Lokasyonu: 36°56'07,57''K, 31°14'57,27''D)

batıya doğru yapılmıştır ve 75 adet paleontolojik amaçlı örnekler toplanmıştır (Şekil 10). İkinci set (K2) için ise yaklaşık 6800 m yatay mesafede 690 m'lik (kayıplar dahil ~1150 m) ölçülü kesit yapılmıştır. Bu kesit ise kabaca kuzeydoğudan (Başlangıç Lokasyonu: 36°58'41''K, 31°21'47''D; Bitiş Lokasyonu: 36°56'59''K, 31°18'18''D) güneybatıya doğru alınmıştır. Bu kesit boyunca 77 adet paleontolojik amaçlı örnek alımı (Şekil 11) yapılarak, foraminifer içeriklerinin belirlenebilmesi için yıkamalar yaptırılmıştır.



Şekil 10. Karpuzçay Formasyonu içerisinde alınan MN-K1ölçülü kesiti. Kesit hattı Şekil 2'de gösterilmiştir.

Figure 10. MN-K1 measured section of Karpuzçay Formation. The section line is indicated on map in Figure 2.



Şekil 11. Karpuzçay Formasyonu içerisinde alınan MN-K2 ölçülü kesit. Kesit hattı Şekil 2’de gösterilmiştir.

Figure 11. MN-K2 measured section of Karpuzçay Formation. The section line is indicated on map in Figure 2.

Karpuzçay Formasyonu fosil içeriği bakımından oldukça zengindir. Akay vd. (1985) çalışmasında Taşağıl kesitinde *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides bisphericus*, *Globoquadrina sp.*, *Globigerinita unicava*, *Globigerinita sp.*, *Globorotalia cf. Peripheroronda*, gibi pelajik fauna ile *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus abies*, *Cyclococcolithus macintyreii*, *Discoasterexilis*, *Coccolithus pelagicus*, *Discolithina multipora*, *Helicosphaera euphratis*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera perch-nielseniae* gibi nannoplankton varlığından bahsetmiştir. Aynı çalışmada verilen Gençler

kesitinde ise yukarıda verilen fosillere ek olarak *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides obliquus* gibi pelajik faunaların varlığına da rastlanmıştır. Manavgat havzasında yapılan kesitlerden elde edilen nannoplankton zonları ise NN5-NN6 ve NN7 olarak belirlenmiştir. Bu durumda, Karpuzçay Formasyonunun yaşı Akay vd. (1985) tarafından Langiyen-Tortoniyen olarak belirlenmiştir. Karabıyıkoglu vd. (2000) tarafından ise *Globorotalia acostaensis acostaensis* biyozonunun varlığına dayanarak Tortoniyen-Messiniyen olarak kabul edilmiştir.

Karpuzçay Formasyonu içerisinde alınan MN-K1 ve MN-K2 ölçülü stratigrafik kesitleri boyunca alınan paleontolojik amaçlı örnekler incelendiğinde farklı oranlarda foraminifer

içeriğine sahip seviyeler bulunduğu gibi bazı seviyelerde ise hemen hemen hiç foraminifer türlerine rastlanmamıştır. İstif içerisinde tanımlanan formlarda *Orbulina* cinsine ait türlerin stratigrafik dağılımları kesit boyunca devamlılık göstermekte ve örnekler içerisinde belirgin oranlarda bulunmaktadır. Kesitler boyunca tanımlanan türler arasında geniş stratigrafik dağılıma sahip, *Dentoglobigerina altispira*, *Globigerina falconensis*, *Globigerinella obesa*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia scitula*, *Globoturborotalita druryi*, *Globoturborotalita woodi*, *Orbulina bilobata*, *Orbulina suturalis*, *Orbulina universa*, *Paragloborotalia siakensis*, *Paragloborotalia continuosa*, *Trilobatus altospiralis*, *Trilobatus trilobus* yer almaktadır (Şekil 12a). Bu türlerin yanı sıra stratigrafik kesitlerin üst seviyelerine doğru geç Serravaliyen-Tortoniyeni karakterize eden *Globoturborotalita nepenthes*, *Globorotalia menardii*, *Neogloboquadrina acostaensis* türleri de tanımlanmıştır. Kesitler içerisinde *Orbulina universa* türünün varlığı Geç Langiyen-Serravaliyen'i karakterize ederken Geç Serravaliyen-Tortoniyen ise *Globoturborotalita nepenthes* ve *Neogloboquadrina acostaensis* türlerinin ortaya çıkışları ile temsil edilmektedir. Zon tanımlamasında da kullanılan önemli biyohorizonlardan biri olan *Neogloboquadrina acostaensis*'in ilk görünümü ile Karpuzçay Formasyonu içerisinde Tortoniyen tanımlanmıştır. Dolayısıyla, tanımlanan planktonik foraminifer türlerinin ilk ortaya çıkışları ve yaşam menzilleri kullanılarak ölçülen istifler kapsamında Karpuzçay Formasyonu'nun yaşı Serravaliyen-Tortoniyen olarak belirlenmiştir (Şekil 12b).

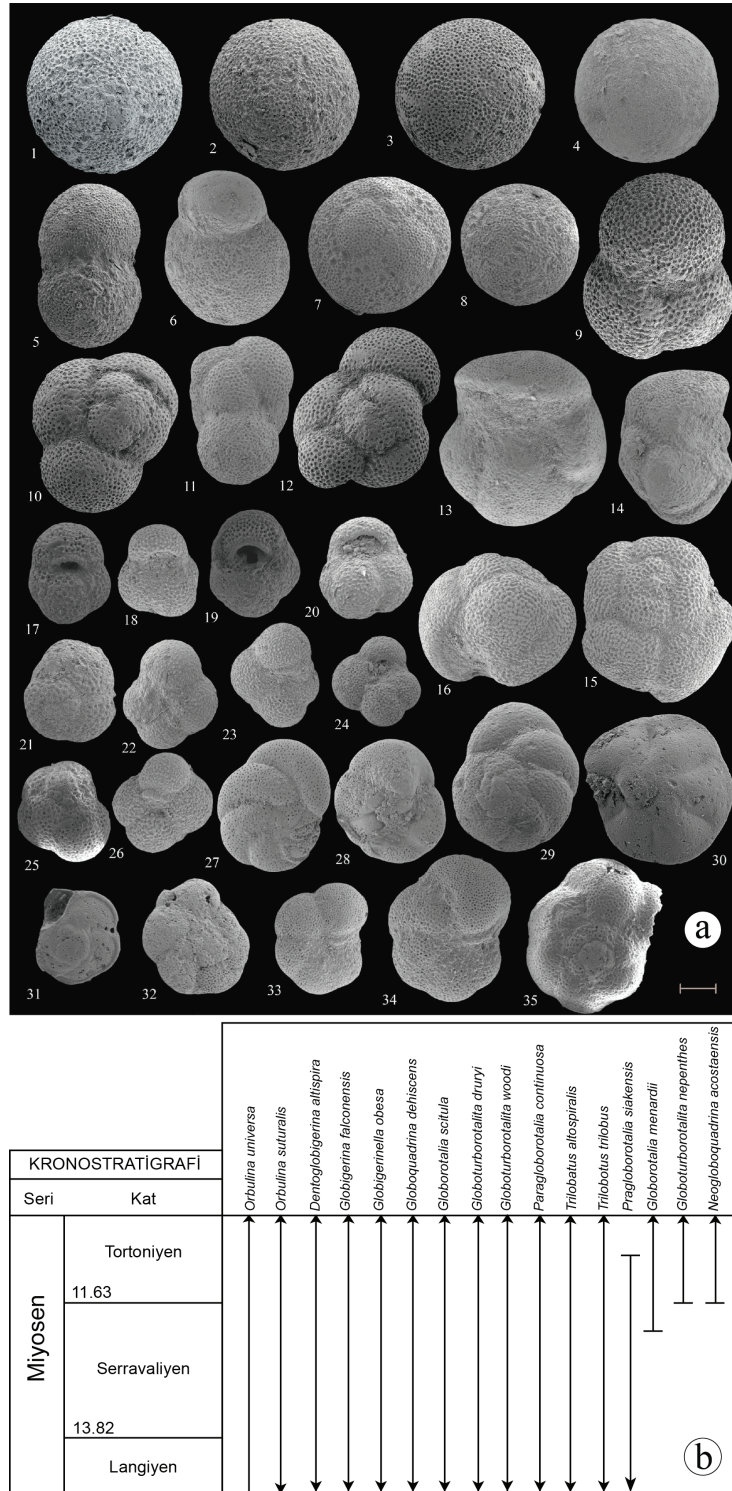
Karpuzçay Formasyonu'nun en genç üyesi olan yatay konumlu konglomeralar içerisinde iyi gelişmiş biniklik yapılarından 42 adet paleoakıntı

yönü ölçümü alınmıştır (Şekil 9b). Gül diyagramı üzerine yerleştirilen ölçümlerden ortalama akıntı yönü 186°K, yani kuzeyden güneye olarak belirlenmiştir.

Karpuzçay Formasyonu'nun tane boyu dağılımına bakıldığında istifin alt seviyelerinde gözlemlenen kil-mil boyutundaki askıdaki malzemenin çökmesine bağlı olarak sakin kıyıda uzakta denizel ortamı temsil etmektedir. İnce malzemenin ince kumtaşı seviyeleri ile ardalanmalı olarak gelişmesi, derin deniz ortamında geliştiğini göstermektedir. Benzer şekilde, fosil içeriği de (bol miktarda planktonik foraminifer seviyeleri ve nanoplankton faunasını içermesi) dikkate alındığında, birimin derin deniz ortamında çökeldiği söylemek mümkündür. Ancak, formasyonun üst seviyelerine doğru tane-destekli erozyonel tabanlı konglomeratik birimler sıklıkla görülmeye başlar (Şekil 8f). Tabakalar arasında görülen slump ya da kütle hareketleri ile birlikte değerlendirildiğinde (Şekil 8e). Karpuzçay Formasyonu'nun üst seviyelerinin çökeltme ortamı olarak fan-delta ortamını temsil ettiğini söylenebilir.

Pliyosen birimler

Pliyosen yaşlı birimler, Manavgat Havzası'nın güneyinde sahil kesimine yakın olan alanlarda görülen çakıltı-kumtaşı-çamurtaşı ardalanması ile kendini göstermektedir. Genel olarak Pliyosen yaşlı birimler kireçtaşı-kıltası-kumtaşı ardalanması ile tanımlanan 1) Yenimahalle Formasyonu (Şekil 13a) ve yine çakıltı-kumtaşı-çamurtaşı ardalanmalı, 2) Kurşunlu Formasyonu olarak ayırt edilmiştir. Havzanın güneyinde yatay konumlanmış olan Karpuzçay Formasyonu yine yatay konumunu koruyan Pliyosen birimler tarafından üzerlenmektedir.



Şekil 12. a) Karpuzçay formasyonunda ölçülen stratigrafik kesitlerden elde edilen planktonik foraminiferlerin SEM fotoğrafları (Ölçek 1-16: 100µm; 17-35: 140µm). **1-4.** *Orbulina universa* d'Orbigny (1,2:KM23; 3:KM27;4:KM61);

5, 6. *Orbulina bilobata* (d'Orbigny) (5:KM23; 6:KM61); 7, 8. *Orbulina suturalis* (Brönnimann) (KM53); 9. *Trilobatus trilobus* (Reuss) (KM18); 10-12. *Trilobatus altospiralis* Spezzaferri (1:KM15; 2:KM23; 3:KM44); 13, 14. *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins) (KM51); 15, 16. *Dentoglobigerina altispira* (Cushman & Jarvis) (MN29); 17, 18. *Globoturborotalita druryi* (Akers) (KM40); 19-20. *Globoturborotalita nepenthes* (Todd) (19:KM40; 20:MN60); 21-23. *Paragloborotalia continuosa* (Blow) (21-22: KM65; 23:MN60); 24. *Globoturborotalita woodi* Jenkins (MN74); 25, 26. *Globigerina falconensis* Blow (MN44); 27-30. *Globorotalia scitula* (Brady) (27-28: KM15; 29,30:MN45); 31. *Globorotalia menardii* (Parker, Jones & Brady) (MN74); 32-35. *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow) (KM25), b) Karpuzçay Formasyonu'nda tanımlanan planktonik foraminifer türlerinin ilk ortaya çıkışları ve yaşam menzillerini gösteren basitleştirilmiş grafik (Verilen foraminifer türleri stratigrafi gözetmeksizin verilmiştir).

Figure 12. a) SEM photographs of planktonic foraminifers obtained from stratigraphic sections measured in Karpuzçay Formation (Scale 1-16: 100µm; 17-35: 140µm). 1-4. *Orbulina universa* d'Orbigny (1,2:KM23; 3:KM27;4:KM61); 5, 6. *Orbulina bilobata* (d'Orbigny) (5:KM23; 6:KM61); 7, 8. *Orbulina suturalis* (Brönnimann) (KM53); 9. *Trilobatus trilobus* (Reuss) (KM18); 10-12. *Trilobatus altospiralis* Spezzaferri (1:KM15; 2:KM23; 3:KM44); 13, 14. *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins) (KM51); 15,16. *Dentoglobigerina altispira* (Cushman & Jarvis) (MN29); 17, 18. *Globoturborotalita druryi* (Akers) (KM40); 19-20. *Globoturborotalita nepenthes* (Todd) (19:KM40; 20:MN60); 21-23. *Paragloborotalia continuosa* (Blow) (21-22: KM65; 23:MN60); 24. *Globoturborotalita woodi* Jenkins (MN74); 25, 26. *Globigerina falconensis* Blow (MN44); 27-30. *Globorotalia scitula* (Brady) (27-28: KM15; 29,30:MN45); 31. *Globorotalia menardii* (Parker, Jones & Brady) (MN74); 32-35. *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow) (KM25). b) Simplified illustration showing first emergence and life spans of planktonic foraminiferal species collected from Karpuzçay Formation (foraminiferal species are given without consideration of stratigraphic level).

Belkıs konglomerası (Kuvaterner)

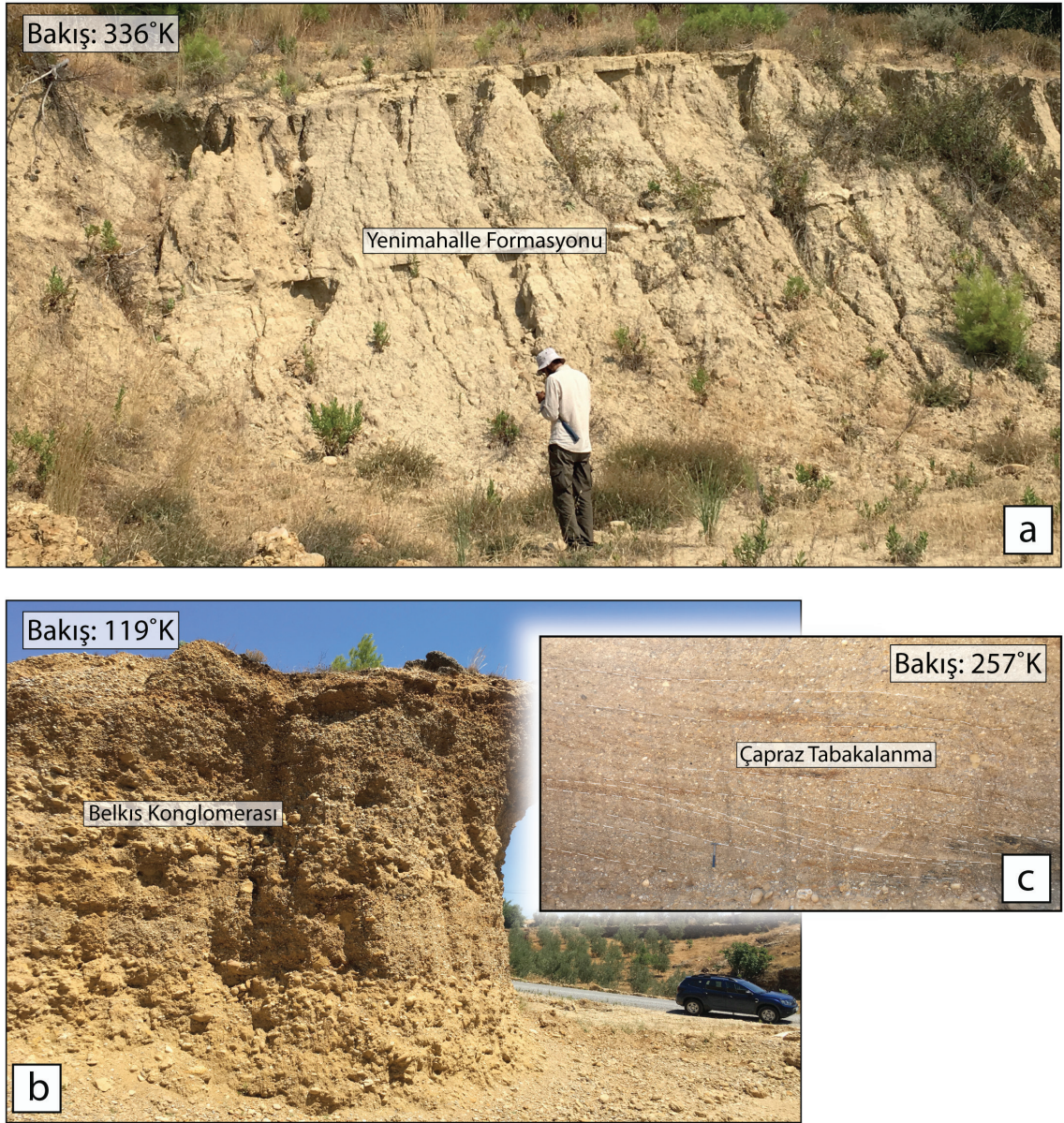
Kuvaterner yaşlı Belkıs Konglomerası ilk olarak yine Blumenthal (1951) tarafından tanımlanmış ve adlandırılmıştır. Birim genel olarak Manavgat Havzası'nın güney kesimlerinde yüzeylemektedir. Konglomeratik seviyelerdeki tane boyu dağılımı ince çakıltaşından kaba çakıl boyutuna (1-20 cm) kadar geniş aralıkta dağılım göstermektedir (Şekil 13b). Konglomeratik seviyeler genellikle tane destekli, yuvarlak ya da yarı-yuvarlak tanelerden oluşmaktadır. Taneler, %80 oranında beyaz-gri renkli kireçtaşlarından oluşurken, geriye kalan %20'lik kısım ise farklı kayalardan türemiş tanelerden oluşmaktadır. Manavgat Havzası'nın en genç birimini oluşturan Belkıs Konglomerası erozyonel tabanlı çapraz tabakalı (Şekil 13c) yapısı ile arazi gözlemlerinde kolayca ayırt edilebilmektedir. Bu özellikleri ile akarsu ortamını temsil etmektedir.

Yapısal Jeoloji

Manavgat Havzası'nın yapısal unsurlarının belirlenmesinde öncelikli olarak Uzaktan Algılama (UA) uygulamaları kullanılmıştır. Sonrasında ise UA ile belirlenen anahtar alanlara gidilerek, buradaki yapısal unsurlar üzerine arazi gözlemleri yapılmıştır. Yapılan UA çalışmaları ve arazi gözlemleri aşağıda detaylı bir şekilde verilmiştir.

Uydu görüntülerinden çizgiselliklerin belirlenmesi

Bu çalışma kapsamında, çizgiselliklerin belirlenmesinde ve karakterizasyonunda NASA tarafından açık kaynak olarak sağlanan Landsat8 ETM⁺, Terra-ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) ve Google Earth (Quickbird) görüntüleri kullanılmıştır. Kullanılan ASTER ve Landsat 8 ETM görüntülerine ait index detayları Çizelge 1'de verilmiştir.



Şekil 13. a) Pliyosen birimler ve **b)** Belkis Konglomerasına ait saha görüntüsü, **c)** Belkis konglomerasına ait çapraz tabakalanmaya ait yakın plan saha görüntüsü.

Figure 13. Field views of **a)** Pliocene units and **b)** Belkis Conglomerate, **c)** Close-up view of cross-bedding stratification of Belkis Conglomerate.

ASTER görüntüleri ile çalışırken 3 adet görünür (VNIR – 15 m konumsal çözünürlük) 6 tane kısa dalga boyu (SWIR – 30 m konumsal çözünürlük) olmak üzere, toplamda 9 band kullanılmıştır. Landsat 8 ETM ile yapılan

çalışmalarda ise 3 adet görünür (RGB – 30 m konumsal çözünürlük), 3 adet kısa dalga boyu (SWIR – 30 m konumsal çözünürlük) ve bir tane pankromatik (Band 8 – 15 m konumsal çözünürlük) band olmak üzere toplam 7 band kullanılmıştır.

Çizelge 1. Çalışmada kullanılan ASTER görüntülerine ait katalog bilgisi.

Table 1. Catalog information on ASTER images used in this study.

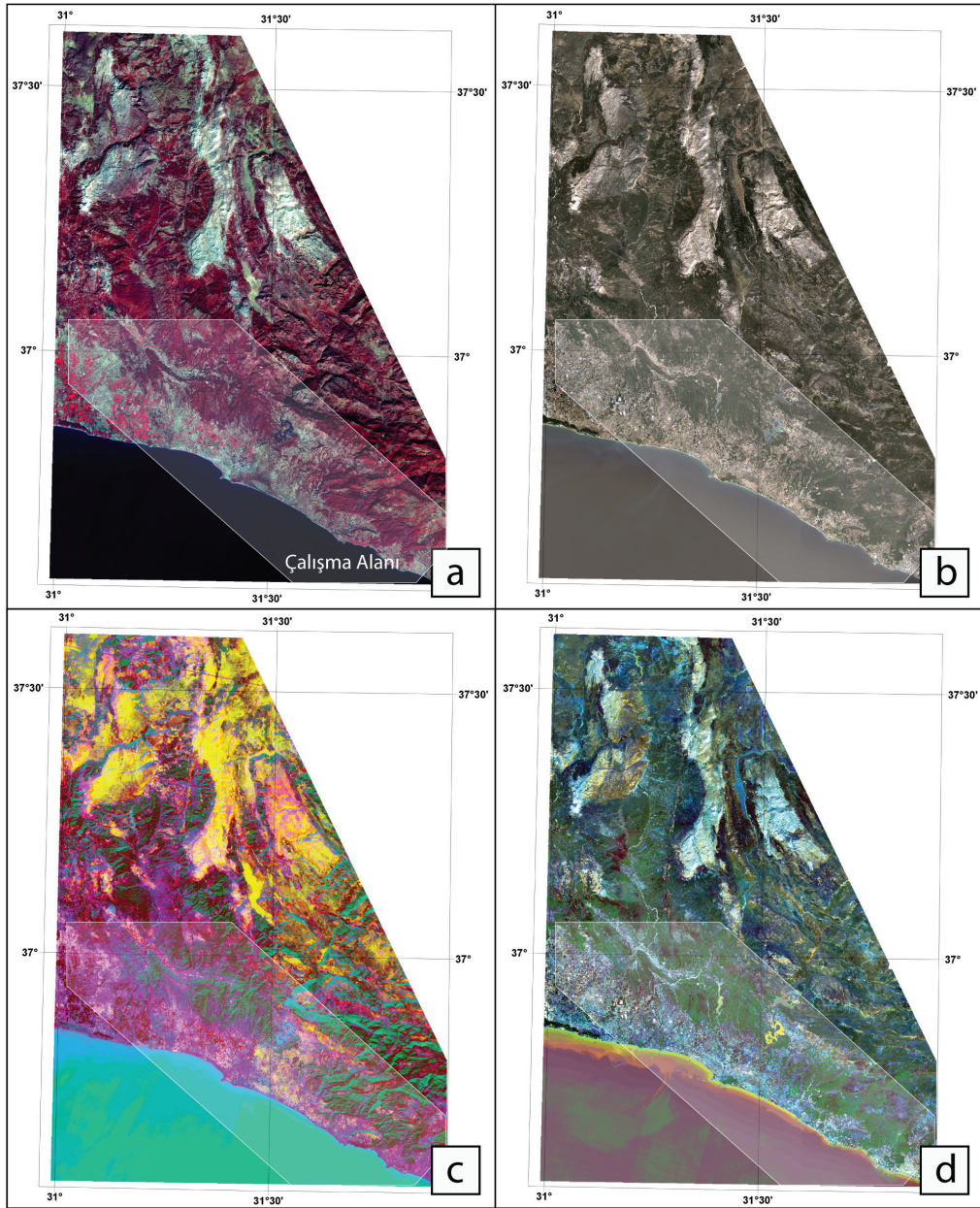
Görüntü No	Görüntü	Görüntü Kodu	Alınma Tarihi
1	ASTER Level 1T	AST_L1T_00309202005085032_20150511061730_11534	2005/09/20
2	ASTER Level 1T	AST_L1T_00309202005085040_20150511061756_41857	2005/09/20
3	ASTER Level 1T	AST_L1T_00310192004085042_20150506181150_41184	2004/10/19
4	ASTER Level 1T	AST_L1T_00309202005085049_20150511061756_41859	2005/09/20
5	ASTER Level 1T	AST_L1T_00311042004085043_20150506224501_25901	2004/11/04
6	ASTER Level 1T	AST_L1T_00310192004085051_20150506181150_41201	2004/10/19
7	Landsat8 ETM ⁺ L1TP	Path: 178 – Row: 34	2018/11/12
8	Landsat8 ETM ⁺ L1TP	Path: 177 – Row: 35	2018/11/12

İlk olarak ASTER görüntülerinin her birinin görüntü iyileştirme tekniklerinin uygulanabilmesi için aynı konumsal çözünürlüğe getirilmesi gerekmektedir. Bu amaçla yeniden örnekleme (resampling) yapılarak tüm bandlar teknik olarak 15 m konumsal çözünürlüğe getirilmiştir. Aynı amaçla, Landsat 8 ETM uydu görüntülerine pan-sharpening uygulanarak, pankromatik banda ait yüksek konumsal bilgi (15 m) ile 30 m çözünürlüğe sahip diğer bantların spektral bilgisi birleştirilerek konumsal iyileştirme yapılmıştır. Bu iyileştirme işleminde konumsal çözünürlük bilgisi pankromatik banddan alınırken, spektral çözünürlük bilgisi ise diğer görünür ve kısa dalga boylu bandlardan gelmektedir. Konumsal iyileştirme işlemlerinden sonra ise tüm ASTER görüntüleri (6 farklı çerçeve, Şekil 14a) ve Landsat8 ETM⁺ görüntülerinin (2 çerçeve, Şekil 14b) tek bir dikişsiz görüntü elde edebilmek amacı ile mozaik işlemi uygulanmıştır. Çalışma alanının kırılarak çıkarılması işleminde ise yapıların devamlılığının takip edilebilmesi ve bağlamında değerlendirilmesi amacı ile çalışılan alan Manavgat Havzası sınırlarından daha büyük tutulmuştur (Şekil 14).

Uzaktan Algılama (UA) yöntemi ile çizgiselliklerin belirlenmesi karmaşık bir işlemdir ve konumsal çözünürlük ve görüntülerin spektral karakteristikleri çizgiselliklerin belirlenmesinde doğrudan etkiye sahiptir. Bu nedenle uydu

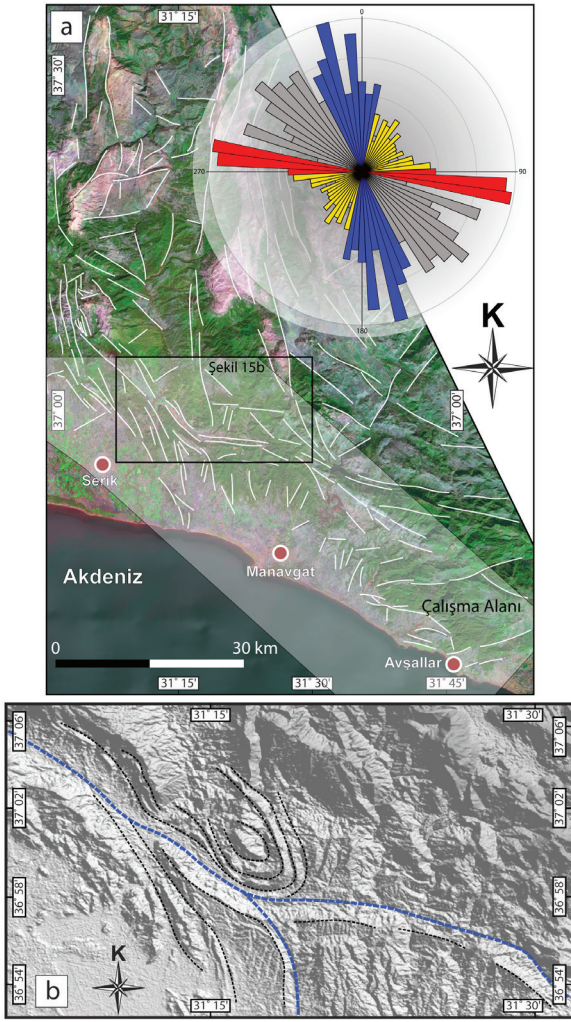
görüntüsünün spektral çözünürlüğünün artırılması maksadı ile çeşitli görüntü iyileştirme yöntemleri ve işleme teknikleri (band kombinasyonları, kontrast gemesi, temel bileşen analizi ve dekorelasyon gemesi) kullanılmıştır. Belli işlemlerden geçen görüntüler, Google Earth'den sağlanan yüksek çözünürlüklü dijital yükseklik modeline giydirilerek, üst üste çakıştırılmış ve ayrıca 3-boyutlu görsel efekt kazandırılmıştır.

Çizgiselliklerin uydu görüntüsü üzerinde belirlenmesi manuel olarak yapılmıştır. Bunun nedeni uzman algısının jeolojik imzaları kolayca okuyabilmesi, yorumlayabilmesi ve yapay çizgisellikleri (yollar, tren yolları, tarım arazisi sınırları vb.) tektonik olanlardan kolayca ayırt edebilmesidir. Bu işlem sırasında tüm görüntülerden elde edilmiş olan çizgisellikler çakıştırılarak, hepsinde ortak olanlar doğru kabul edilmiştir. Elde edilen çizgisellik haritası ve ağırlıklandırılmış gül diyagramı Şekil 15a'da verilmiştir. Gül diyagramı oluşturulurken uzunluk ağırlıklandırması yapılmıştır. Bu yöntem, çizgiselliğin doğrultusunu kullanır ve her bir yöndeki tüm çizgiselliklerin toplam uzunluğuna bağlı olarak ağırlıklandırma yaparak gül diyagramını oluşturur. Böylece çizgiselliklerin sayısı ile birlikte uzunlukları da dikkate alınmış olur.



Şekil 14. a) Çalışma alanının tamamını kaplayan mozaik yapılmış ASTER görüntüsü. Band Kombinasyonu olarak 321 (RGB) kullanılmıştır, **b)** Mozaik yapılmış ve ardından çalışma alanına uygun kırılmış Landsat 8 ETM görüntüsüdür. 432 (RGB) band kombinasyonu kullanılmıştır, **c)** Temel bileşen analizi uygulanmış ASTER görüntüsü, bantlar PC123 (RGB), **d)** Dekorelasyon germe analizi uygulanmış Landsat 8 ETM görüntüsü, bantlar DC123 (RGB).

Figure 14. a) Multiple ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) images were combined using the mosaic technique to cover the whole study area. Band combination is 321 (RGB), **b)** Mosaic Landsat 8 ETM image was cropped to extract the study area. 432 band combination (RGB) is used in this image, **c)** ASTER image applied with Principle Component Analysis (PCA). Band combination is PC123 (RGB), **d)** Decorrelation Stretch (DC123) image processing technique was applied to Landsat 8 ETM image. Band combination is DC321 (RGB).



Şekil 15. a) Yükseklik bilgisi giydirilmiş uydu görüntülerinden manuel olarak elde edilen çizgisellik haritası ve ağırlıklandırılmış gül diyagramı (görüntüye ait band kombinasyonu DC134, RGB). Gül diyagramında her bir baskın doğrultu grubu farklı renklerde ifade edilmiştir. Beyaz gölgelendirilmiş alan çalışma alanını, kalın siyah çizgili dikdörtgen alan ise Şekil 15b'nin bulunduğu yeri tanımlamaktadır. **b)** Uydu görüntülerinden belirlenen muhtemel yapısal unsurlar, verilen SRTM görüntüsü üzerinde gösterilmiştir. Mavi renkli kesikli çizgi iki farklı yapısal unsurun kesiştiği hattı tanımlarken, siyah kesikli çizgiler muhtemel tabaka doğrultularının devamlılığını ifade etmek için kullanılmıştır.

Figure 15. a) Lineament map obtained from satellite images with hills shaded (DC134 in RGB) and weighted rose diagram of these lineaments. In the rose

diagram, each distinct dominant direction is depicted using a different color. The white shaded area on these diagrams delineates the designated study area, while the rectangle outlined with thick black lines pinpoints the location of Figure 15b. **b)** Possible structural elements determined from satellite images are shown on the SRTM image. While the blue dashed line on the map signifies the intersection line where two potential structural elements within the study area meet, the black dashed lines represent the probable direction of the bedding strike.

Uydu görüntülerinden belirlenen yapısal unsurlar

UA çalışmaları sırasında, Manavgat ve Köprüçay Havzalarının kesişim yeri olan dirsek bölgesinde, kıvrımlanmış havza dolgusunun, kıvrımlanmamış bir yapı tarafından kesildiği belirlenmiştir (Şekil 15b). Bu kesme-kesilme ilişkisi araziye gitmeden önce ya bir uyumsuzluk düzlemi ve yahut bir bindirme fayı olabileceği şeklinde yorumlanmıştır. Her iki senaryonun da havzanın evriminin anlaşılmasında önem teşkil etmesi nedeni ile bu bölge sahaya çıkılmadan önce anahtar alanlardan biri olarak belirlenmiştir. Arazi çalışmaları esnasında ise burada bir bindirme fayının varlığı belirlenmiş ve detaylı bilgi aşağıda verilen arazi gözlemleri başlığı altında verilmiştir.

Arazi gözlemleri

Manavgat Havzası, kabaca KB-GD uzanımlı bir havza niteliğinde olmasına karşın arazi çalışmalarında havza sınırını kontrol eden ve geometrisini açıklayacak herhangi bir ana fay sistemine rastlanmamıştır. Temel ve havza dolgusu arasındaki ilişki havzanın tüm sınırlarında aşmalı olarak görülmektedir (Şekil 2). Ancak havza dolgusu içerisinde mezoskopik ölçekte çok sayıda normal fay gelişimi gözlenmektedir. Bu normal faylara ek olarak havzanın batısında, Manavgat Havzası'nın Köprüçay Havzası ile birleştiği dirsek noktasında nispeten büyük ölçekli bir ters fay bulunmaktadır.

Diğer bir yapısal unsur ise Manavgat Havzası'nda gözlemlenen iki farklı kıvrım setidir. Bunlardan ilki havzanın kuzeybatısında gelişen ve sıkı kıvrım özelliği taşıyan antiklinal-senklinallik serisi olarak tanımlanırken, ikincisi ise havzanın doğusunda gelişen ve açık karakterde bir kıvrım serisidir (Şekil 2).

Havzada gözlemlenen tabaka düzlemleri, faylar ve kıvrımları içeren tüm yapısal unsurlar hakkında detaylı bilgi devam eden bölümlerde verilmiştir.

Tabaka düzlemleri

Genel olarak tabaka düzlemleri dikkate alındığında Manavgat Havzası sade bir karakterdedir. Özellikle, havzanın batısı ve doğusunda kendini gösteren kıvrım sistemleri tarafından bozulmamış olan havzanın orta kesimlerinde (Şekil 2'de siyah dikdörtgen alan ile gösterilmiştir), tabakalanma düzlemlerinin eğimi düzenli bir şekilde güneye doğru azalmıştır (Şekil 16a). Eğim miktarı havzanın kuzeyinde 30-40°'lerde iken (Şekil 16b), havzanın güneyine doğru gidildikçe tabaka düzlemlerinin eğim değerleri dereceli olarak düşmeye başlar. Karpuzçay Formasyonu'nun en üst seviyesini oluşturan Tortoniyen yaşlı konglomera üyesi ile birim yatay konuma gelmektedir (Şekil 9a). Şekil 2'de verilen dikdörtgen alan içerisinde ölçülmüş olan tüm tabaka ölçümlerinin doğrultu değerleri gül diyagramına yerleştirildiğinde ise baskın yönelimin (KB-GD) havza sınırı ile uyumlu olduğu belirlenmiştir (Şekil 16c).

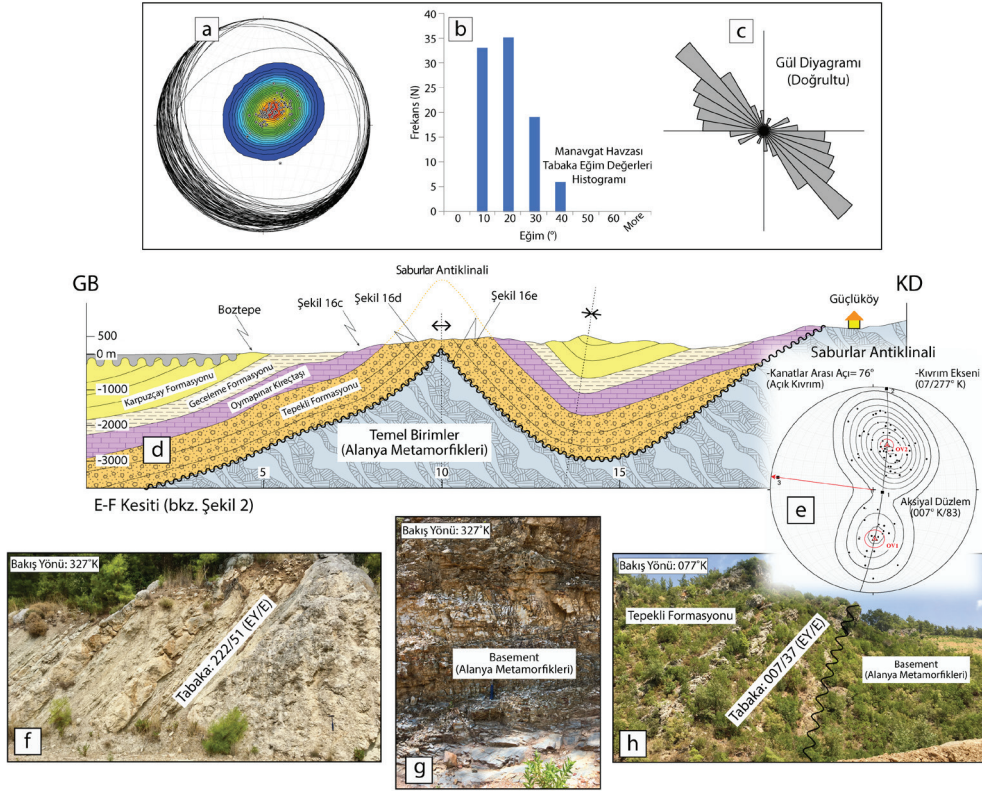
Kıvrımlar

Manavgat Havzası'nda, en dikkat çekici yapısal unsur havzanın doğu ve batı ucunda kendini gösteren kıvrım setleridir (Şekil 2). Doğu kesimde görülen kıvrım, bu çalışmada 'Saburlar Kıvrımı' olarak adlandırılmıştır. Saburlar Kıvrımı bir antiklinal ve bir senklinalden oluşmaktadır (Şekil 16d). Antiklinal merkezinde, temel birim olan Alanya Metamorfikleri yer yer kendini

göstermektedir (Şekil 16d ve 16g). Kıvrımın ana unsuru olan Saburlar antiklinali batıda Uzunlar Mevkii'nden başlar ve kıvrım eksenine doğuya doğru yaklaşık 18 km kadar devam eder. Karamanlar Köyü'nün hemen batısında ise temel birimler içerisinde sonlanmaktadır (Şekil 2). Kıvrım setinin antiklinalinin kanatlarından (Şekil 16f ve 16h) alınan tabaka ölçümlerinden elde edilen kıvrım düzlemi ve eksenine sırasıyla 007°/83° (SEK, sağ el kuralına göre) ve 277°K/07° (Azimut) olarak hesaplanmıştır (Şekil 16e). Kıvrım kanatları arasındaki açı 76° olarak belirlenmiştir ve açık-simetrik kıvrım olarak sınıflandırılmıştır.

Bu kıvrım setinin etkilediği en genç birim Karpuzçay Formasyonu'dur. Ancak Karpuzçay Formasyonu'nun görece alt seviyeleri bu kıvrımlanmadan etkilenirken, istifin üst seviyeleri yani daha genç birimler bu kıvrımlanmadan etkilenmemiştir. Antiklinalin hemen ucundan Uzunlar-Taşkesiği-Gençler hattı boyunca Karpuzçay Formasyonu orijinal yatay konumunu muhafaza etmektedir. Tüm bu ilişkiler dikkate alındığında Saburlar Kıvrımı Erken-Orta Serravaliyen'de oluşmuş olması gerekir ki bu dönemde Manavgat Havzası genişlemeli bir tektonik rejimin etkisi altındadır (bkz. Faylar).

Manavgat Havzası'nın batısında görülen kıvrımlar, bu çalışmada 'Taşağıl Kıvrım Seti' olarak adlandırılmıştır. Kıvrım setinin merkezinde bulunan en büyük kıvrım bir antiklinaldir (Şekil 17a ve 17c) ve antiklinal eksenine güneyde Kısalar Mevkiinden başlar ve KKD yönünde 30 km kadar devam eder. Akbaş Köyü'nün hemen kuzeyinde ise temel birimlerin içerisinde sonlanmaktadır. Kıvrım setinin çekirdek antiklinalinin kanatlarından alınan tabaka ölçümlerinden yapılan hesaplamalar, aksiyal düzlem ve kıvrım eksenine yönelimlerinin sırasıyla 247°/88° (SEK) ve 157°K/02° (Azimut) olduğunu göstermiştir (Şekil 17b). Kıvrım kanatları arasındaki ortalama açı ise 61° olarak belirlenmiş olup, kapalı-asimetrik kıvrım olarak sınıflandırılmıştır.

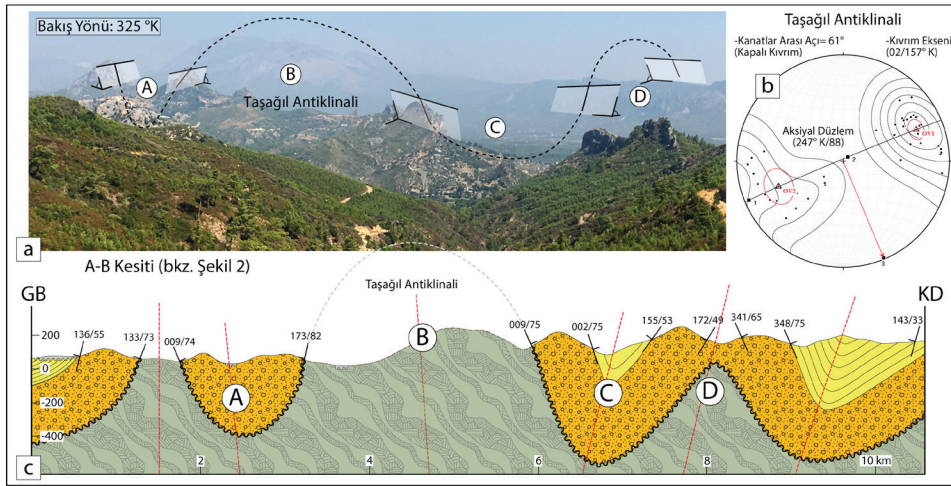


Şekil 16. a) Şekil 2’de dikdörtgen alan içerisine ölçülen tabaka ölçümlerini gösteren stereonet (eş alan, alt yarım küre) grafiği, **b)** Alınan tabaka ölçümlerinin eğim değerlerinin (10-40°) dağılımını gösteren histogram ve **c)** doğrultu değerlerini (KB-GD) gösteren gül diyagramı, **d)** Saburlar kıvrımını dik kesecek şekilde alınan en kesit (Şekil 2’de E-F hattı boyunca) ve **e)** ana antiklinale ait kıvrım çözümü, **f)** Saburlar Antiklinali’nin güneyindeki tabaka yönelimini gösteren arazi görüntüsü, **g)** Antiklinalin merkezinde yer yer yüzlek veren temel kayacın arazi görüntüsü, **h)** Saburlar Antiklinali’nin kuzeyinde tabaka yönelimini gösteren arazi görüntüsü.

Figure 16. a) Stereonet graph (equal area, lower hemisphere) showing bedding measurements collected from area defined by rectangle in Figure 2, **b)** Histogram showing distribution of dip amount (10-40°) of collected bedding measurements, **c)** Rose diagram showing strike of collected bedding measurements (NW-SE), **d)** Cross-section taken perpendicular to Saburlar fold set (along line E-F in Figure 2), and **e)** fold analysis of core anticline, **f)** Field view shows bedding attitude on southern limb of core anticline, **g)** Field view of basement unit outcropping in center of anticline, **h)** Field view showing bedding attitude on northern limb of core anticline.

Bu kıvrım seti, yine bu çalışmada belirlenen ve adlandırılan Çardakköy Fayı’nın (bkz. Faylar) yükselen bloğunda yer almaktadır ve Manavgat Havzası kapanmaya başlamadan önceki Tortoniye yaşlı türbiditik birimleri etkilemiştir. Buna karşın, Köprüçay Havzası’nın güney ucunda bulunan ve bindirmenin düşen bloğunda yer alan Tortoniye yaşlı Köprüçay Konglomerası ~25° eğim kazanırken (Şekil 2), bu birimin Manavgat

Havzası’ndaki eşleniği olan ve havza merkezinde yamalar şeklinde kendini gösteren Karpuzçay Formasyonu’na ait en genç konglomeratik birim (Şekil 2 ve Şekil 9a) orijinal (yatay) konumunu korumaktadır. Yukarıda bahsedilen tüm bu ilişkiler dikkate alındığında Taşağıl Kıvrım setinin oluşumu Çardakköy Fayı ile ilişkilidir ve kıvrımın yaşı Tortoniye sonrası olarak belirlenmiştir.



Şekil 17. **a)** Taşagöl kıvrım setinin saha görüntüsü, **b)** Taşagöl Antiklinaline (B) ait kıvrım analizini gösteren stereonet grafiği. **c)** Taşagöl kıvrım serisinin batıdan doğuya alınan en kesit üzerinde gösterimi (Şekil 2’de gösterilen A-B hattı üzerinde oluşturulan kesittir).

Figure 17. a) Field view of Taşagöl fold set, **b)** Stereonet graph showing fold analysis of Taşagöl Anticline (B), **c)** Representation of Taşagöl fold set on cross-section taken from west to east (A-B section line given in Figure 2).

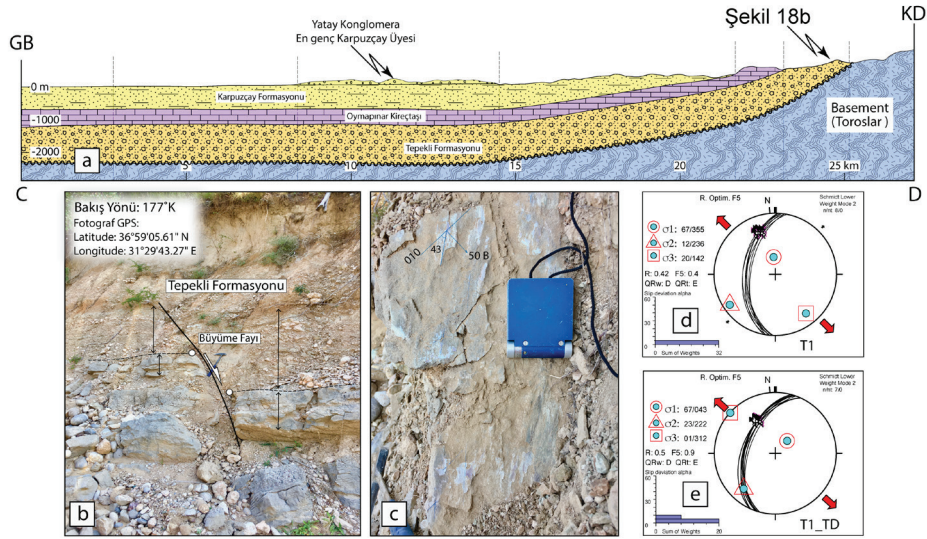
Faylar

Arazi çalışmaları sırasında Manavgat Havzası’nın iki farklı karakterde faylardan etkilendiği gözlenmiştir. Bunlardan ilki normal, diğeri ise ters/bindirme karakterli faylardır. Her iki fay sistemi de havza dolgusu içerisinde gözlenmiştir ancak arazi çalışmaları sırasında havza sınırını kontrol eden ana bir fay sisteminin varlığı tespit edilememiştir. Temel ile havza dolgusu arasındaki ilişki, havzanın tüm sınırlarında aşmalı olarak gözlenmektedir.

Normal faylar:

Arazi çalışmalarında saptanan normal faylar küçük ölçekli olup, Manavgat Havzası’nın sedimanter dolgusu içerisinde gözlenmektedir. Bu tür fayların gözlendiği en yaşlı birim Tepekli Formasyonu’dur. Şekil 18b’de arazi görüntüsü verilen normal fay, Manavgat Havzası’nın kuzey sınırında (Şekil 18a) ve havzanın ilk birimi olan Tepekli Formasyonu içinde gelişmiş olan bu

fayın sedimantasyon ile eşyaşıtlı olması, Manavgat Havzası’nın ilk oluşumu ile ilgili olduğuna işaret etmektedir. Fay aynasından toplanan fay-kayma verilerinden ve hareket yönü belirteçlerinden de (Şekil 18c) anlaşılabileceği gibi bu fay 50°’lik eğime sahip bir normal faydır. Fay-kayma verilerinin ters çözüm sonuçları stereografik projeksiyonda (Schmidt eş alan, alt yarımküre) Şekil 18d’de verilmiştir. Win-Tensor programının kullanıldığı çözümlerden elde edilen asal gerilme eksenleri $\sigma_1=67^\circ/355^\circ K$, $\sigma_2=12^\circ/236^\circ K$ ve $\sigma_3=20^\circ/142^\circ K$ olarak bulunmuştur. Fayın yaşının sedimantasyon ile aynı olması nedeni ile tabaka düzeltilmesi ($201^\circ K/16^\circ$; Eğim yönü/Eğim (EY/E) formatında verilmiştir) yapılmış ve sonuçları Şekil 18e’de verilmiştir. Tabaka düzeltilmesi sonrasında, tabaka eğim değerinin (16°) düşük olması nedeni ile asal gerilme eksenlerinin yönelimlerinde çok belirgin bir fark oluşmamıştır. Bununla birlikte, σ_1 eksenini düşeye yakındır. Düzeltilmiş şekil parametresi ise $\phi(R)=0,5$ olarak bulunmuştur (Şekil 18e). Bulunan bu değerler, iyi gelişmiş genişlemeli gerilme koşullarını ifade etmektedir.



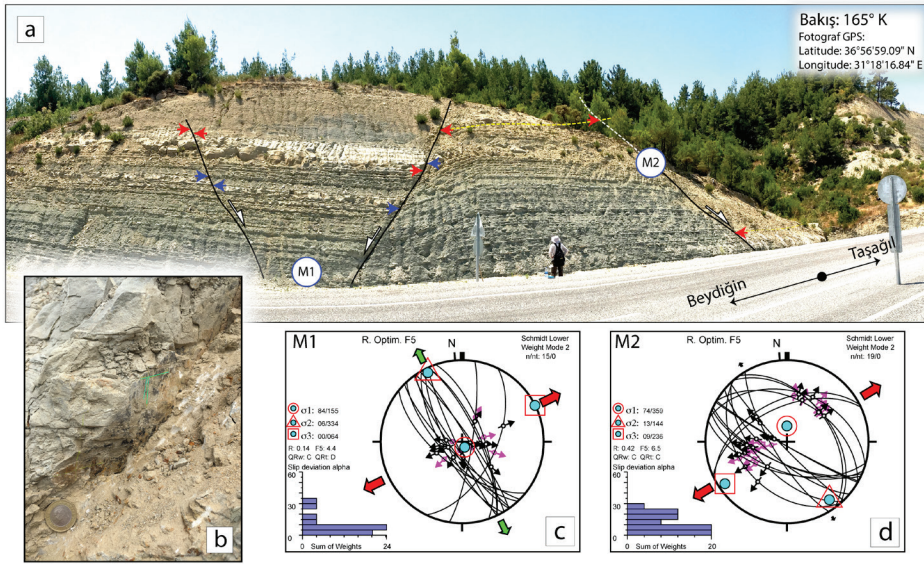
Şekil 18. a) C-D en kesiti (En kesitin konumu Şekil 2’de verilmiştir), **b)** Tepekli Formasyonu içerisinde gözlenen büyüme fayı ve **c)** fay aynasından alınan yakın plan görüntüsü, **d)** Fay-kayma verilerinin ters çözümü (T1) ile elde edilen asal gerilim eksenlerinin yönelimleri, **e)** tabaka düzeltmesi (T1-TD) yapılmış asal gerilim eksenlerinin yönelimleri (eş alan, alt küre projeksiyonu).

Figure 18. a) Cross-section along C-D line (as indicated on Figure 2), **b)** Growth fault observed in Tepekli Formation, and **c)** close-up view of fault surface, **d)** Orientation of principal stress axes obtained from inversion solution of fault-slip data (T1), **e)** Orientation of principal stress axes obtained from inversion solution of fault-slip data after tilt (bedding) correction (T1-TD) (equal area, lower hemisphere projection).

Benzer şekilde Karpuzçay Formasyonu içerisinde, özellikle Taşağıl-Beydiğin yolu üzerinde yeni açılmış olan yol yarmaları boyunca pek çok normal faylanma gözlenmektedir (Şekil 19a). Bu faylardan ölçülen fay-kayma verilerinden elde edilen çözümler Şekil 19c ve 19d’de verilmiştir. Buna göre Şekil 19a’da M1 ve M2 olarak isimlendirilen fayların oluşumunda etkin olan gerilme yönelimleri sırasıyla, $\sigma_1=84^\circ/155^\circ\text{K}$, $\sigma_2=06^\circ/334^\circ\text{K}$ ve $\sigma_3=00^\circ/064^\circ\text{K}$ ve $\sigma_1=74^\circ/359^\circ\text{K}$, $\sigma_2=13^\circ/144^\circ\text{K}$ ve $\sigma_3=09^\circ/236^\circ\text{K}$ olarak bulunmuştur. Her iki çözümde de σ_1 düşeyde konumda ve genişleme yönünü belirleyen σ_3 yönelimi ise aynıdır (KB-GD). Şekil parametresi sırasıyla M1 için $\phi(R)=0.14$ (çok yönlü genişleme) ve M2 için $\phi(R)=0.42$ (iyi gelişmiş tek yönlü genişleme) olarak belirlenmiştir (Şekil 19c ve 19d).

Çardakköy ters fayı (ÇTF):

Manavgat Havzası’nın batısında havza dolgusunu etkileyen ve normal faylara oranla daha büyük ölçekli bir ters fay Çardakköy Fayı olarak ilk kez bu çalışmada tanımlanmıştır (Şekil 20a). Manavgat Havzası’na ait Karpuzçay Formasyonu’nun, Köprüçay Havzasına ait Köprüçay Konglomerası’nın üzerine bindirmesi şeklinde gelişmiştir. Kuzeyde kısmen Kuvaterner birimler tarafından örtülür. Güneyde ise Karpuzçay Formasyonu’nu kendi içinde deforme ettikten sonra yine Kuvaterner birimler tarafından örtülür (Şekil 2).

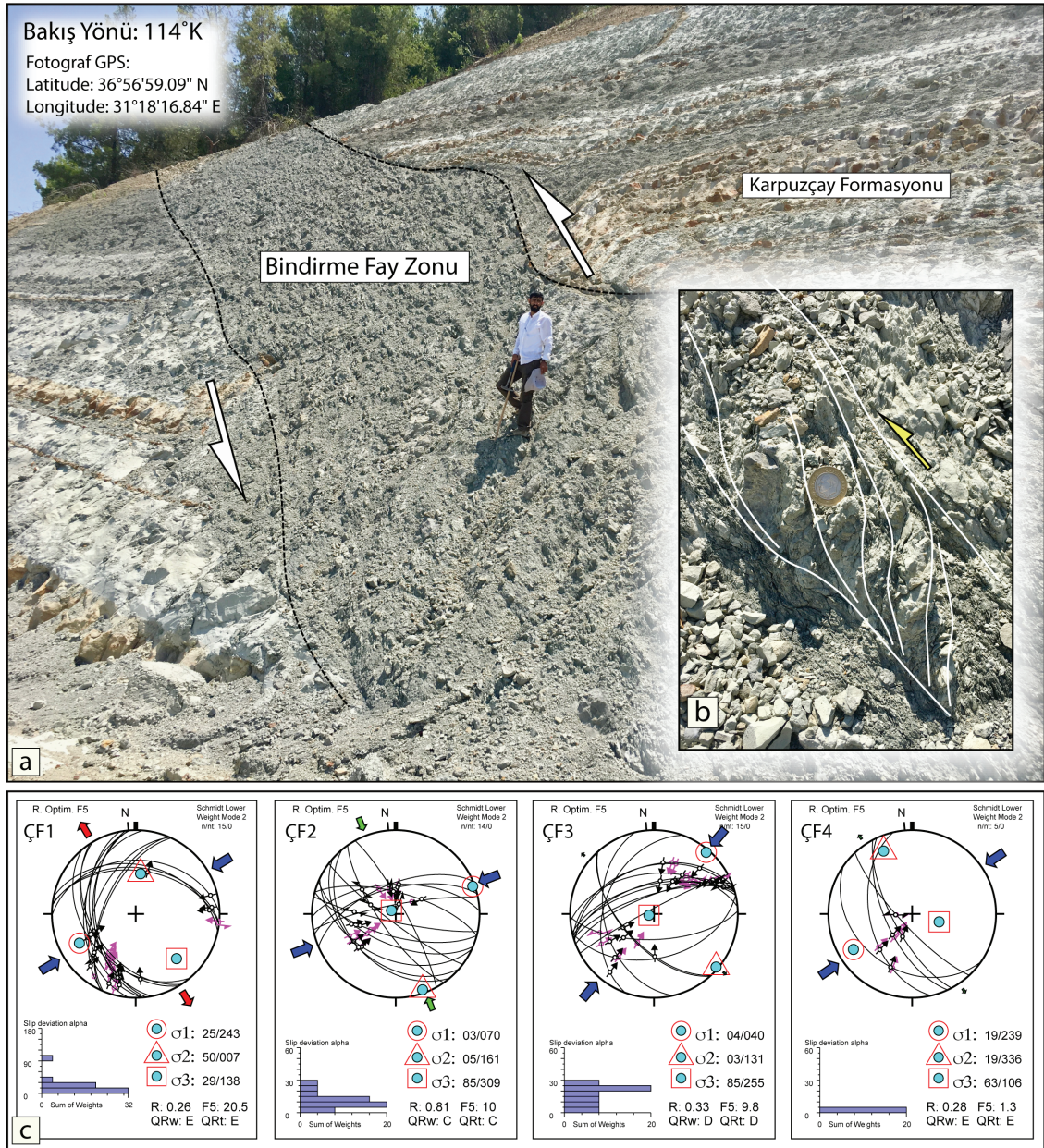


Şekil 19. a) Karpuzçay Formasyonu içerisinde gözlenen normal faylara ait saha görüntüsü ve **b)** Fay aynası üzerinde gözlenen fay-kayma çizikleri. Şekil 19a üzerinde gösterilen **c)** M1 ve **d)** M2 olarak belirtilen faylardan alınan verilerin ters çözüm grafiği (M2 lokasyonuna ait kuzeye eğimli eşlenik fay görüntü dışında olduğuna dikkat ediniz). **Figure 19. a)** Field view of normal faults observed in Karpuzçay Formation, and **b)** close-up view of slickenline on fault surface. Inverse solution graph of fault-slip data obtained from fault labeled as **c)** M1 and **d)** M2 on field view (conjugate fault of M2 with northern dip not visible).

Çardakköy Fayı'nın karakterini tanımlamak için makaslama zonu içerisinde gözlemler yapılmıştır. Zon içerisinde gözlemlenen S-C (Şekil 20b) dokusu, makaslama zonu üzerinde kalan bloğun sola doğru hareket ettiğini göstermektedir. Buna ek olarak makaslama zonu içerisinde gelişmiş farklı düzlemlerden fay-kayma verileri toplanmış ve ters çözüm yöntemi kullanılarak fay-kayma verilerinden asal gerilme eksenlerinin yönelimleri belirlenmiştir (Şekil 20c). Çözümler sonucunda elde edilen asal gerilme eksenleri ÇF1 numaralı istasyon için $\sigma_1=25^\circ/243^\circ\text{K}$, $\sigma_2=50^\circ/007^\circ\text{K}$ ve $\sigma_3=29^\circ/138^\circ\text{K}$, ÇF2 numaralı istasyon için $\sigma_1=03^\circ/070^\circ\text{K}$, $\sigma_2=05^\circ/161^\circ\text{K}$ ve $\sigma_3=85^\circ/309^\circ\text{K}$, ÇF3 numaralı istasyon için $\sigma_1=04^\circ/040^\circ\text{K}$, $\sigma_2=03^\circ/131^\circ\text{K}$ ve $\sigma_3=85^\circ/255^\circ\text{K}$, ve ÇF4 numaralı istasyon için $\sigma_1=19^\circ/239^\circ\text{K}$, $\sigma_2=19^\circ/336^\circ\text{K}$ ve $\sigma_3=63^\circ/106^\circ\text{K}$ olarak belirlenmiştir. Kabaca σ_3 ekseninin düşey

konuma yakın olması, makaslama zonunun ters faylanma etkisinde geliştiğini göstermektedir. Şekil parametresi değerleri ise 0,26 ile 0,81 arasında değişirken, bu oranların ifade ettiği gerilme türü saf sıkışmalı ($0,25 < R < 0,75$) ile radyal sıkışmalı ($0,75 < R < 1$) gerilme koşulları arasında değişkenlik gösterdiğini ifade etmektedir. Elde edilen sıkışma yönü ise bu dört istasyon için ise ortaktır ve yaklaşık KD-GB olarak belirlenmiştir.

Bu çalışmada, Çardakköy Fayı olarak adlandırılan bu fayın yaşı, kesmiş olduğu Karpuzçay Formasyonu içerisinden alınan ölçülü kesitlerden elde edilen yaş tayinine göre en genç yaşı Tortoniyen olduğu belirlenmiştir. Buna ek olarak, kuzeyde Karpuzçay Formasyonu'nun, Tortoniyen yaşlı Köprüçay Konglomerası'nın üzerine bindirmesi şeklinde gelişmesi nedeniyle Çardakköy Fayı Geç Tortoniyen ya da Tortoniyen sonrasında oluşmuş olmalıdır.



Şekil 20. a) Taşağıl-Beydiğin yolu üzerinde Karpuzçay Formasyonu içerisinde görülen ters fayı, **b)** Makaslama zonu içerisinde gözlemlenen S-C dokusu, fayın hareket yönünü tanımlamaktadır, **c)** Fay düzlemlerinden elde alınan fay-kayma verilerinin ters çözümü ile elde edilen asal eksen gerilme yönelimlerini göstermektedir (Mavi oklar sıkışma yönünü tanımlamaktadır).

Figure 20. a) Field view of reverse fault observed in Karpuzçay Formation along Taşağıl-Beydiğin roadcut, **b)** S-C fabric in shear zone developed under reverse fault movement, which defines the sense of motion, **c)** Orientation of principal stress axes obtained from inverse solution of fault-slip data (blue arrows indicate compression direction).

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

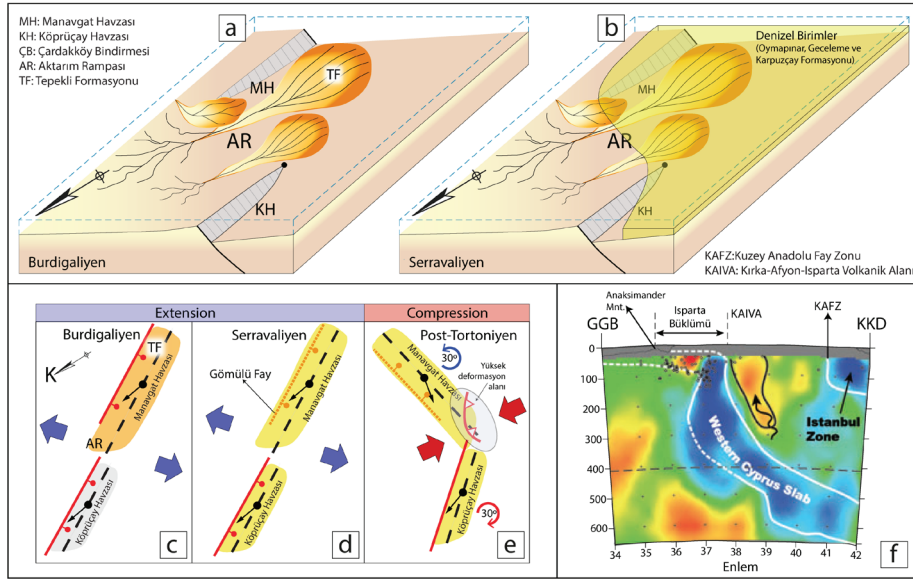
Manavgat Havzasına Dair Çıkarımlar

KB-GD uzanımına sahip olan Manavgat Havzası'nın tüm kenarları paleo-sınır özelliği taşımaktadır. Uydu görüntülerinde ve arazi gözlemlerinde havza sınırlarını kontrol eden belirgin bir yapısal unsur tanımlanamamıştır. Bu durum ise yapısal olarak havzanın evriminin tanımlanmasını zorlaştırmaktadır. Havzanın kuzey ve doğu sınırı ya Tepekli Formasyonu'nun (Burdigaliyen) ya da Oymapınar Kireçtaşı'nın (Langiyen) temel üzerine aşmalı olarak yerleşmesi ile belirlenmektedir. Kaba taneli kırıntılı Tepekli Formasyonu taban konglomerası niteliğinde olup, çökeltme ortamı olarak alüvyal-fan/fan-delta ortamını yansıttığı bu çalışmada ve önceki çalışmalarda tanımlanmıştır (Flecker, 1995; Karabıyıkdoğan vd., 2000; Çiner vd., 2008). Tepekli Formasyonu'nun çeşitli seviyelerinden alınan paleo-akıntı verileri genel olarak GB'dan KD'ya doğru bulunmuştur. Buna karşın Flecker (1995) çalışmasında raporladığı akış yönü fazlası ile dağınık olup (Şekil 5) bu çalışmada elde edilen akış yönleri ile uyumlu değildir. Paleo-akıntı verilerine ek olarak arazi çalışmalarında tane boyunun havzanın kuzeyinden (fan-delta proximal alanı) güneyine (fan-delta distal alanı) doğru dereceli olarak inceldiği ve yuvarlıklarının arttığı (Şekil 4) gözlenmiştir. Bu tane boyu dağılımı beslenme yönünün güncel konumu itibarı ile havzanın kuzeyinde bulunması gerektiğine işaret etmektedir. Dolayısıyla, bu çalışmada elde edilen akış yönü (GB'dan KD'ya) kuzeyden beslenen bir ortam için yine uyumlu değildir. Ancak Koç vd. (2016b) tarafından yapılan ve temelde paleomanyetizma içerikli çalışma Manavgat Havzası'nın 25-30° saatin tersi yönünde Tortoniyen sonrası bir dönemde düşey eksenli rotasyona maruz kaldığını göstermiştir (Şekil 21e). Paleo-akıntı yönleri bahsi geçen rotasyona göre tektonik olarak düzeltilindiğinde ise yaklaşık B'dan D'ya doğru olan bir akışı temsil eder ki bu yön farklılığı, alüvyal-fan/fan delta ortamında

gelişen akış yelpazesinin geometrisi içerisinde kabul edilebilir düzeydedir (Şekil 21a).

Oymapınar Kireçtaşı, Manavgat Havzası'nın orta ve doğu kısmında yaygın olarak yüzeylemekte ve bünyesinde barındırdığı fosil içeriğine bağlı olarak sığ denizel ortamı temsil etmektedir (Şekil 6). Beydiğin civarında, Oymapınar Kireçtaşı Tepekli Formasyonu'nun üzerine uyumlu olarak gelirken, Ahmetler mevkiinde aynı kireçtaşı temel birimlerin üzerine uyumsuz aşmalı olarak yeralır. İnce kırıntılı tane boyu ile sığ denizel ortamdan derin deniz ortamına geçişi temsil eden Geceleme Formasyonu Oymapınar Formasyonu ile konumsal olarak uyumlu bir yayılım gösterirken, batıya doğru kamalanarak kaybolmaktadır. Bu durumda havzanın batısında Tepekli Formasyonu çökeltirken, aynı zaman dilimi içinde, doğusunda ise Oymapınar Kireçtaşı ve Geceleme Formasyonu çökelmiştir. Burada bahsi geçen fasiyes değişimi havza oluşumunun erken döneminde, Manavgat Havzası'nın doğu kısmının batı kısmına göre daha derin ve sakin olduğuna işaret eder. Yukarıda belirtilenlere dayanarak havzanın doğusu ve batısı arasındaki bu derinlik farkını yaratacak bir yapısal unsur bulunmalıdır ki bu da Manavgat Havzası'nın KD sınırını kontrol eden gömülü bir normal fayın var olduğunu düşündürmektedir (Şekil 2, 21b ve 21d). Normal fay bloğu yatay bir ekseninde bir pivot noktasına göre hareket ettiği durumda fayın doğrultusu boyunca gerçekleşen düşey yönlü hareket miktarı, pivot noktasından doğuya doğru artacak ve böylece havzanın doğu tarafının derinleşmesine neden olacaktır.

Karpuzçay Formasyonu ise Manavgat Havzası'nın çökeltme kapasitesinin adeta en yüksek olduğu Serravaliyen-Tortoniyen dönemine ait stratigrafik ve sedimantolojik kayıtlarını içermektedir. Karpuzçay Formasyonu'nun üst seviyelerinde tane boyunun belirgin bir şekilde kabalaştığı görülmektedir. İstifteki bu özellik, Manavgat Havzası'nın Geç Serravaliyen-Tortoniyen döneminde artık kapanmaya ya da yükselmeye başladığı şeklinde yorumlanmalıdır.



Şekil 21. Manavgat Havzası'nın (a) Burdigaliyen ve (b) Serravalıyen dönemindeki tektonostratigrafik evrimini göstermektedir. Manavgat Havzası'nın, ana yapısal unsurunun gömülü olduğuna ve ana beslenme yönünün Manavgat ve Köprüçay Havzaları arasındaki aktarım rampasından (relay ramp) beslendiğine dikkat ediniz, Manavgat Havzası'nda kaydedilen tektonik fazları zamansal olarak gösteren (c, d ve e) tektonik model (Koç vd., 2016b'den değiştirilerek alınmıştır.) ve f) bu modeli destekleyen sismik tomografi görüntüsü (Biriyol vd., 2011).

Figure 21. Illustrations showing tectonostratigraphic evolution of Manavgat Basin in a) Burdigalian and b) Serravalian. Note that main structure controlling northern boundary of basin is buried, and a relay ramp developed between Manavgat and Köprüçay basins controls the primary source of sedimentation. The tectonic model (modified from Koç et al., 2016b) shows tectonic phases temporally recorded in Manavgat Basin (c, d, e), f) seismic tomography image (Biriyol et al., 2011) supporting the model.

Yapılan arazi çalışmaları ile ortaya konulduğu üzere, havza dolgusu güncel konumu itibari ile düzgün ve basit bir düzende kuzeyden güneye doğru alüvyal fan-fan delta ortamından derin deniz ortamına geçişi temsil etmektedir. Havza içerisinde stratigrafik, sedimantolojik ve havza evrimi açısından belirgin farklılıklar bulunmamakla birlikte, havza dolgusu düzgün bir şekilde güneye eğimlidir. Bu organizasyon içerisinde Pliyosen dönemine ait birimler Manavgat Havzası'nın daha güneyinde sahil şeridinde yakın olan kısımlarında yatay olarak gözlenmektedir. Buna karşın, havzanın güneyinde, Messiniyen dönemine ait olan birimler eksiktir. Karabıykoğlu vd. (2000) bu eksikliğin Pliyosen birimleri çökmeden önce K-G yönlü bir sıkışma etkisinde gelişen açık kıvrım oluşumuna bağlamıştır. Buna karşın, Aksu

Havzası'nda Gebiz Kireçtaşı'nın depolanması Messiniyen döneminde gerçekleşmiştir (Akay vd., 1985; Poisson vd., 2003; Wasoo ve Koç, 2021). Bu durum ise, Manavgat Havzası'nın depolanma merkezinin Messiniyen'den önce doğudan batıya ya da kuzeyden güneye göç etmiş olması beklenmelidir. Dolayısıyla, her koşulda Aksu ve Manavgat havzaları arasında bir kot (yükseklik) farkının bulunması gerektiği sonucu ortaya çıkar. Her ne kadar iklim (kuraklık/deniz seviyesindeki düşme) etkisinin varlığı inkâr edilemez ise de depolanma merkezinin göç etmesinde etkin olan asıl mekanizma bölgesel tektonik olmalıdır.

Manavgat Havzası'nın ilk oluşumuna dair farklı görüşler bulunmaktadır. Flecker vd. (1998) havza oluşumunu Likya Napları'nın yerleşimine

bağlı olarak değerlendirmişlerdir. Buna karşın Karabıyık vd. (2000), Likya Napları'nın 100 km'den daha uzak bir mesafede bir havza yaratamayacağını öne sürerek, Manavgat Havzası'nın Adana Havzası'nın batıya olan uzantısı olarak değerlendirmiştir. Koç vd. (2016a) tarafından yapılan ve esasen paleomanyetizma içerikli çalışmada, Miyosen'de Köprüçay Havzası'nın 20-30° saat yönünde, Manavgat Havzası'nın ise 25-30° saatin tersi yönünde düşey eksenli rotasyona maruz kaldığı gösterilmiştir (Şekil 21d). Köprüçay ve Manavgat havzaları rotasyon öncesi geometrik pozisyonuna geri getirildiğinde ise (Şekil 21c ve 21d), elde edilen yeni havza geometrisinin Aksu Havzası'na paralel konumlandığı görülmüştür (Koç vd., 2016a). Bu durumda Manavgat Havzası'nın Adana Havzası'nın batıya doğru devamı olarak değerlendirilmesi pek mümkün gözükmemektedir. Poisson vd. (2011), Antalya Havzası'nın alt havzalarından biri olan Aksu Havzası'nın yaklaşık K-G yönelimini derinlerde yerleşmiş olan eski bindirme faylarının gelecekte oluşacak olan Neojen fayları için zayıf zonlar oluşturduğunu öne sürmüştür. Manavgat ve Köprüçay havzalarının rotasyon öncesindeki konumları ve Karpuzçay Formasyonu içerisinde sedimantasyonla yaşıt normal fayların bulunması, Poisson vd. (2011) tarafından önerilen bu mekanizmanın bu çalışmada da benimsenmesine neden olmuştur. Bu çerçevede, Erken Neojen döneminde oluşmaya başlayan Köprüçay ve Manavgat havzaları birbirlerine paralel olarak gelişen ve bağlantı rampası ile birbirlerinden ayrılan/bağlanan yarı-graben havzalar olarak gelişmişlerdir.

Manavgat Havzası'nda gözlemlenen normal faylar, Serravaliyen ve öncesinde havzanın ilk oluşumunda ve evriminde etkin olan genişlemeli bir tektonik rejimin varlığına işaret etmektedir. Bu genişlemeli sistem içerisinde Manavgat Havzası'nın doğusunda bulunan Erken Serravaliyen yaşlı Saburlar kıvrımının varlığı klasik yapısal jeoloji (kıvrım $\equiv$ sıkışmalı

tektonik rejim) bakış açısı ile değerlendirildiğinde problemlidir. Ancak, Ahmetler civarında Oymapınar Kireçtaşı'nın hemen temel birim üzerinde uyumsuz olarak yer alması, Çakallar Breşi'nin bu bölgede iyi gelişmiş olması, ayrıca sığ denizel ortamdan derin denizel ortama geçişi tanımlayan Geceleme Formasyonu'nun havzanın kuzeydoğu kısmında gözlenmesi ve doğuya doğru kamalanarak kaybolması, daha önceden de ifade edildiği şekli ile havzanın kuzeydoğu sınırını kontrol eden B(KB)-D(GD) doğrultulu gömülü bir fayın varlığını desteklemektedir. Bu stratigrafik ve tektonik ilişkiler Saburlar Kıvrımı'nın (Kıvrım eksen: 277°K/07) Karpuzçay Formasyonu'nun erken çökeltme döneminde (Erken Serravaliyen) bu gömülü normal fayın etkisinde oluşan genişleme kıvrımı (extensional fold, Janecke vd., 1998) olduğunu göstermektedir. Janecke vd. (1998) çalışmasında genişleme fazları etkisinde oluşan kıvrımların belli kriterlere sahip olması gerektiği tanımlanmıştır. Buna göre kıvrımların oluştuğu alanda 1) ters ya da bindirme faylarının bulunmaması, 2) var ise genişleme kıvrımının paterninin tamamen farklı olması, 3) normal faylar ile konumsal olarak yakın ilişkide bulunması (Çakallar Breşi'nin varlığı bu kriteri tanımlamaktadır) ve 4) büyüme/sin-sedimanter fayların varlığı gibi kriterlerin sağlanması beklenmektedir ki bu kriterlerin tamamı çalışma alanında mevcuttur.

Havzanın batısında oluşan Taşağıl kıvrımı ise oluşum zamanı (Geç Tortoniyen ya da Tortoniyen sonrası) ve mekanizması (sıkışmalı gerilme koşulları) açısından Saburlar Kıvrımı'ndan çok farklıdır. Kapalı-asimetrik kıvrım olarak tanımlanan Taşağıl kıvrım seti tartışmasız sıkışmalı gerilme rejimi koşulları etkisinde oluşmuştur. KD-GB olarak belirlenen sıkışma yönü sünümlü deformasyon ile Taşağıl kıvrımlarını oluştururken, uydu görüntülerinde de belirgin olarak belirlenen deformasyon (Şekil 15b) Çardakköy Ters/Bindirme Fayı'nın oluşması ile kırılğan faza geçmiştir. Geç Tortoniyen ya da Tortoniyen sonrasında etkinliğini

göstermeye başlayan Çardakköy Fayı kuzeye doğru devamlılığı Kuvaterner birimleri tarafından örtülürken, güneyde bindirme K-G eksen gidişli kıvrımlara dönüşerek Antalya Körfezi'ne doğru ilerler.

Yukarıda belirtilenler ışığında, Manavgat Havzası iki farklı gerilme rejimi etkisinde şekillenmiştir. Bunlar; havza dolgusu içerisinde gözlemlenen normal faylar ile tanımlanan 1) genişleme rejimi, daha sonrasında gelişen ve daha çok havzanın batısında kendini gösteren 2) sıkışmalı rejim olarak belirlenmiştir.

Bölgesel Çıkarımlar

Bu çalışma, Manavgat Havzası özelinde yapılmış bir çalışma gibi gözükse de özünde Geç Senozoyik (Neojen) dönemde Orta-Güney Anadolu'da kendini gösteren kabuk deformasyonuna dair bölgesel boyutta önemli ilgiler sağlamaktadır. Bu nedenle Manavgat Havzası'nın, Köprüçay ve Aksu Havzaları dikkate alınmaksızın değerlendirilmesi halinde çalışmanın eksik ve yahut yanlış değerlendirilmesine neden olacaktır. Özellikle, Isparta Büklümü'nün merkezinde D-B yönlü bir kısaltmaya neden olan ve uydu görüntülerinden elde edilen K-G doğrultulu çizgiselliklerin gelişmesinde rol oynayan Aksu Havzası'nın en önemli yapısal unsuru olan Aksu Bindirmesi'nin varlığı ilginç bir tartışmanın kaynağını oluşturmaktadır (Poisson, 1977; Poisson vd., 2003 ve 2011; Wasoo vd., 2020). Poisson vd. (2011) çalışmasında, Aksu Bindirmesi'nin, Anadolu'nun Kuzey Anadolu Fayı boyunca batıya doğru kaçışından kaynaklandığını ileri sürerken, bu düşüncenin kaynağı olarak, Arabistan ile Avrasya arasındaki çarpışma için öne sürülen jeolojik zamanın (~12 My, Şengör vd., 2003; Keskin, 2003 ve Faccenna vd., 2014) ve Aksu Bindirmesi'nin yaşının birbirine yakın oluşunu göstermişlerdir. Buna karşın, Koç vd. (2016a ve 2016b) tarafından yapılan çalışmada gösterildiği gibi Isparta Büklümü'nün doğu kanadı üzerinde

gelişen karasal havzalarda (Altınapa, Yalvaç ve Ilgın Havzaları) ve bu çalışmada da ifade edildiği gibi Manavgat Havzası'nda gözlemlenen genişlemeli gerilme rejim koşullarının varlığı bu mekanizmanın geçerliliği üzerinde şüphe yaratmaktadır. Bu durumda, "Anadolu'nun batıya doğru hareketi, Isparta Büklümü'nün doğu kanadında herhangi bir kısaltma yaratmaksızın nasıl olur da merkezinde bir kısaltmaya neden olabilir?" sorusunun cevaplanması gerekmektedir. Bununla birlikte, Isparta Büklümü'nün doğu kanadında hem karasal hem de denizel havzalarda gözlemlenen bu açılmanın, Ege Bölgesi'ndeki K-G yönlü genişleme ile ilgisi de bulunmamaktadır (Van Hinsbergen vd. 2010; Kaymakci vd., 2018).

Isparta Büklümü'nün batısında ve merkezinde sırasıyla gözlemlenen KB-GD (Likya Napları) ve D-B (Aksu Bindirmesi) yönlü kısaltma ve hemen ~40 km doğusunda Manavgat Havzası'nda ve karasal havzalarda (Altınapa, Ilgın ve Yalvaç havzaları) gelişen açılma, Isparta Büklümü ölçeğinde bir açıklamaya ihtiyaç duyulmaktadır. Van Hinsbergen vd. (2010a), batıdaki KB-GD yönlü kısaltmayı gravitasyonel kayma (~15 Ma) olarak açıklamaya çalışırken, Flecker vd. (2005) ise Isparta Büklümü'nün doğu kanadında meydana gelen açılmanın olası nedenini dahan Kıbrıs Levhası'nın güneye doğru geri çekilmesine bağlamıştır. Her ne kadar bu mekanizma Manavgat havzalarında bulunan K-G yönlü uzama bileşenini açıklayabilse de diğer karasal havzalarda kayda geçen etkin bileşen olan D-B yönlü açılmayı (Koç vd., 2012 ve 2017) açıklamakta çok başarılı değildir (Şekil 21c ve 21d).

De Boorder vd. (1998) tarafından yayınlanan Isparta Büklümü'nün hemen altındaki mantoya ait sismik tomografi görüntüleri, sonrasında Biryol vd. (2011) tarafından yapılan daha detaylı sismik görüntülemeler (Şekil 21f) ve ayrıca Kalyoncuoğlu vd. (2011) tarafından yapılan deprem iç merkez çalışmaları ve son olarak Köprüçay ve Manavgat havzalarındaki düşey eksenli rotasyonlardan yansıyan oroklinal bükülmenin varlığına işaret

eden Koç vd. (2016a) tarafından yapılan çalışma, Isparta Büklümü'nün altında iki ayrı dalan levha parçalarının varlığına dair sismik ve kabuk deformasyonuna dair veriler sağlamıştır (Şekil 21e). Bu levhalardan ilki herkesçe bilinen Kıbrıs Yayı boyunca Kıbrıs'ın altına (kuzeye doğru) dalan dalma-batma zonunu tanımlarken, diğeri ise Isparta Büklümü ve Antalya Körfezi'nin hemen altındaki Benioff Zonu ile ilişkili ve K-G doğrultulu, doğuya doğru eğimli bir dalma-batma zonunu tanımlamaktadır. Antalya Levhası olarak adlandırılan (Koç vd., 2016a ve 2016b) bu dalan plakanın Kıbrıs Levhası ile olan bağlantısı bir STEP fayı (Govers ve Wortel, 2005) tarafından kesilmiştir. Biryol vd. (2011) ve Schildgen vd. (2012) Antalya Levhası'nın, Kıbrıs Levhası'nın bir parçası olduğunu ve bir nedenden dolayı K-G doğrultu kazandığını öne sürmüşlerdir. Koç vd. (2016a) ise çalışmasında Antalya Levhası'nın en azından Pliyosen'e kadar yüzeye bağlı bir levha olduğunu önermişlerdir. Bu dar levha parçasının batıya doğru geri kaçışı, Koç vd. (2012, 2016b ve 2017)'ne göre üst levhada karasal denizel havzaların açılmasına, sonrasında Köprüçay ve Manavgat havzalarının (Koç vd., 2016a) rotasyona uğrayarak oroklin oluşturmaya neden olmuştur. Bu oroklin oluşumunun, Manavgat ve Köprüçay havzalarının birleştiği alanda yoğun deformasyona neden olduğu düşünülmektedir. Bu bölge Köprüçay Havzası'nın saat yönündeki ve Manavgat Havzası'nın ise saatin tersi yönündeki rotasyonunun yarattığı gerilmenin karşılandığı bölgedir. Sıkı-asimetrik özellikteki Taşağıl kıvrımlarının ve Çardakköy Fayı'nın oluşumunun ise temel nedeni olmalıdır. Aynı şekilde, bu oroklin oluşumuna neden olan levha gerilemesi, Antalya Körfezinin altında kilitlenmiş ve Aksu Bindirmesi'nin gelişmesine neden olmuştur (Wasoo vd., 2020).

Uzaktan algılama (UA) yöntemleri kullanılarak oluşturulan Aksu, Köprüçay ve Manavgat havzalarına ait çizgisellik haritası (Şekil 15a) bütüncül olarak değerlendirildiğinde ortaya

çıkan gül diyagramında üç farklı hâkim çizgisellik yönü dikkati çekmektedir. Bunlardan ilki mavi renk ile gösterilen yaklaşık K-G doğrultulu olan çizgiselliktir. Yönelim olarak Aksu ve Köprüçay havzalarını kontrol eden yapısal unsurlara karşılık gelmektedir. Bunun dışında, kırmızı renk ile ifade edilen ve yaklaşık D-B yönlü olan ikinci bir set çizgisellik mevcuttur. Bu yönelim ise Manavgat Havzası'nın uzun eksenine uyumludur. Üçüncü set çizgisellik ise, KB-GD yönelimine sahip olup diğer iki set kadar baskın değildir. Bu yönelim ise Taşağıl kıvrımları ve Çardakköy Fayı'nın yönelimleri ile uyumludur.

Güney Anadolu'nun son Miyosen ve Pliyosen dönemindeki yükselme geçmişi son zamanlarda büyük ilgi görmüştür (Cosentino vd., 2012; Schildgen vd., 2012, 2014; Koç vd., 2012). Orta Torosların yükselmesini ise yine Manavgat ve Köprüçay havzalarının birbirlerine doğru zıt yönde gerçekleşen rotasyon hareketi ile açıklamak mümkündür. Oroklin merkezinde kalan Orta Torosların bu hareketle oluşan sıkışmayı yükselerek karşıladığı düşünülmektedir. Sismik tomografi görüntülerinden Antalya Levhası'nın yüzeyle bir bağlantısının bulunmadığını çıkarsamak mümkündür (Şekil 21f). Eğer Antalya levhasını yüzeyle olan bağlantısı kopmuş ise, bu olayın yakın zaman içerisinde, muhtemelen Pliyosen sonlarında, gerçekleşmiş olması beklenmelidir ki böylece kopan levhanın Benioff zonu yaratması mümkün olacak ve ayrıca sismik tomografide de belirgin bir boşluk yaratmayacaktır (Koç vd., 2016a). Antalya Levhası'nın yüzey ile bağlantısının kopmasının bölgedeki kabuk deformasyonunu, tektonizmayı ve yükselme süreçlerini etkileyeceği açıktır. Tüm bu dinamikler dikkate alındığında, Isparta Büklümü'nün hemen altında bulunan Antalya Levhası'nın detaylı bir şekilde incelenmesi bölgenin jeolojik evrimini ve dinamiklerini anlamada önemlidir.

EXTENDED SUMMARY

The Tauride fold and thrusts belt was formed during the ~N-S convergence between Africa and Eurasia after the Cretaceous era. The western end of the central Taurides strikes NW–SE, obliquely to the overall convergence direction, and connects to the NE–SW Beydağları–Lycian Nappe flank of the western Taurides, forming the so-called “Isparta Angle” (Figure 1a). In Neogene times, the western and central Taurides and the inner part of the Isparta Angle became overlain by Neogene sedimentary basins, including Manavgat, Köprüçay, and Aksu, characterized by marine clastics and carbonates (Figure 1b).

Manavgat Basin, one of these marine basins in the eastern limb of the Isparta Angle, unconformably overlies Taurides basement units in the north (Figure 2). The sedimentary infill of the Manavgat basin is mainly characterized by marine clastics and carbonates more than 1 km thick from the Miocene to Pliocene. The onset of sedimentation in the basin is determined as Burdigalian, the oldest age obtained from the Tepekli Formation (Karabıyıkoglu et al., 2000). The sedimentary sequence of the Manavgat Basin (Figure 3) starts with 1) Tepekli (Sevinç) Formation (Burdigalian), which unconformably overlies the Taurides (Figures 4 and 5). In the upper level of the lithostratigraphy, 2) Oymapınar Limestones (Late Burdigalian-Langhian) and 3) Çakallar Breccia (Langhian) are observed, respectively (Figures 6 and 7). Çakallar Breccia overlies the Oymapınar Limestone conformably and is observed in limited areas in the eastern part of the basin. 4) The Geceleme Formation (Late Langhian- Serravalian) might be defined as a transition zone between the Oymapınar and the Karpuzçay Formation (Serravalian-Tortonian) and is characterized by blue/gray mudstone-fine sandstone intercalation (Figure 8a-c). 5) Karpuzçay Formation (Serravalian-Tortonian) is the most widespread and the thickest (~1 km) unit in the Manavgat Basin. It is a typical marine

turbiditic series, generally characterized by an alternation of claystone/siltstone-sandstone-conglomerate levels (Figure 8d-f). At the top level of the formation, the clast-supported conglomeratic unit delimits the Karpuzçay Formation conformably (Figure 9a).

From the Karpuzçay Formation, two different measured stratigraphic sections (MN-K1 and MN-K2) were constructed to collect the bio-samples for age determination (Figures 10, 11, and 12). 6) The Pliocene units, including Yenimahalle and Kurşunlu formations, are located south of the basin, close to the shoreline, and almost preserve the original horizontality. These units consist mainly of fine sandstone and conglomerate units (Figure 13a). At the top of the sedimentary sequence, 7) Belkis Conglomerate (Quaternary) is located and determines the upper boundary of the Pliocene sedimentation (Figure 13b).

Besides lithostratigraphic features, the structural elements forming the Manavgat Basin were also considered during this study. First, remote sensing applications were used to determine the lineaments and structural elements of the basin (Figures 14 and 15). Landsat8 ETM+, Terra-ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), and Google Earth (Quickbird) images provided as open source by NASA were used to determine and characterize the structures. The index details of the ASTER and Landsat 8 ETM images used are given in Table 1. Finally, the critical areas determined by remotely sensed data were controlled and verified in the field (Figure 15b).

Based on the field observations, considering the bedding attitude in general, the Manavgat Basin has a monotonous character, especially in the central part of the basin (shown by the black rectangular area in Figure 2). Bedding planes regularly dip to the south (Figure 16a). While the dip amount is 30–40° in the north of the basin (Figure 16b), the dip values of the bedding planes

decline gradually as one goes toward the south of the basin. Finally, the bedding becomes horizontal (Figure 9a). Two different folding systems in the eastern and western parts of the basin, known as the Saburlar fold set and Taşağıl fold set, respectively, disturbed the monotonous bedding system of the basin (Figure 16c). The Saburlar fold set consists of an anticline and a syncline, and the Alanya Massif was exposed in the center of the anticline (Figure 16d and 16g). The oldest part of the Kapuzçay Formation, located at the syncline within the Saburlar fold set, gradually becomes horizontal (syn-tectonic), as indicated in Figures 2 and 16d. Based on this observation, it is suggested that the age of the fold set must be early Serravallian. Based on the measurement collected from the fold limbs (Figure 16f and 16h), the fold axial plane was determined as 007/83 (RHR) while the fold axis is 277°N/07 (Azimuth). The angle between the fold limbs is 76°, classified as an open-symmetrical fold (Figure 16e).

The Taşağıl Fold (Figure 17a) is notably different from the Saburlar Fold in terms of its formation time. The palaeontological data from the top section of the measured sections within the Karpuzçay Formation indicates the presence of fossil assemblages characteristic of the Tortonian epoch (Figure 12). Evaluations of the measurements taken from the flanks of the core anticline of the Taşağıl Fold (Figure 12c) showed that the axial plane and fold axis attitudes are 247/88 (RHR, right-hand rule) and 157°N/02 (Azimuth), respectively. The angle between the fold limbs was determined as 61° and classified as a closed-asymmetrical fold (Figure 17b).

The absence of a significant structure, such as a basin boundary fault controlling the northern boundary of the Manavgat Basin, is remarkable (Figure 18a). The contact relation between the basement and the basin fill seems stratigraphic along the northern basin boundary. On the other hand, considerable normal faults are observed at the mesoscopic scale within the basin fill

(Figures 18 and 19). Besides these normal faults, a relatively large-scale reverse fault at the bend point of the Manavgat Basin and the Köprüçay Basin is also observable (Figure 20).

The well-exposed ~N-S-striking synsedimentary normal faults are located north of the basin (Figure 18b-e). This normal fault developed in the Tepekli Formation, the oldest sedimentary unit of the basin. Other mesoscopic scale normal faults with a well-developed slickenline were observed within the Karpuzçay Formation along the Taşağıl-Beydiğin road (Figure 19). The stereographic plots of fault-slip data obtained from the faults indicated as M1 and M2 in Figure 19a show the orientation of the inferred principal stresses as $\sigma_1=84/155^\circ\text{N}$, $\sigma_2=06/334^\circ\text{N}$, $\sigma_3=00/064^\circ\text{N}$ and $\sigma_1=74/359^\circ\text{N}$, $\sigma_2=13/144^\circ\text{N}$, $\sigma_3=09/236^\circ\text{N}$, respectively. The stress ratios (0.14 and 0.42) represent extensional stress conditions.

As a result, the presence of two different tectonic regimes in the region was determined. Accordingly, the Manavgat Basin developed under the influence of an extensional tectonic regime before the Tortonian (Phase-I) and of a compressional system during the post-Tortonian (Phase-II). The first stage of the basin development is extensional, but the absence of a basin boundary fault in the north compels us to consider it carefully. In these circumstances, the facies distribution along the northern edge of the Manavgat Basin indicates that the eastern part of the basin was more profound than the western part in the early stage of the basin formation. Hence, a structural element should be present to accommodate this depth difference between the eastern and western parts of the basin. A buried rotational normal fault controlling the NE boundary of the Manavgat Basin might be a reasonable explanation for this situation (Figure 21). The formation of the Saburlar fold (Early Serravallian) in the east of the Manavgat Basin under this extensional setting seems confusing

from a conventional geology point of view (fold $\equiv$ compressional tectonic setting).

However, Janecke et al. (1998) reported the presence of various extensional folds formed under the extensional setting, like the Saburlar fold set. On the other hand, the Taşağıl fold set in the west is very different from the Saburlar fold in terms of its time of formation (Late Tortonian or post-Tortonian) and mechanism (a compressional stress condition). The compressional tectonic phase (phase-II) with NE-SW direction (Figure 20) caused the formation of the Taşağıl folds under ductile deformation and Çardakköy Reverse/Thrust Fault under the brittle deformation.

Finally, this study indicated that the N-S directional convergence between Eurasia and Africa and the kinematics of the fragmented subducted plate under the Isparta Angle should be re-evaluated under these data sets.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, TÜBİTAK tarafından 117Y235 no'lu proje kapsamında desteklenmiştir. Bu makalede sunulan veriler, aynı projede bursiyer olarak çalışmış olan Yusuf Emrah Yılmaz'ın Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde A.K. (Danışman) ve A.A.Ö. (Paleontoloji konusunda ikinci danışman) desteği ile yapmış olduğu yüksek lisans tezinin bir bölümünü kapsamaktadır.

ORCID

Yusuf Emrah Yılmaz  <https://orcid.org/0000-0001-6248-2699>

Ayşe Atakul-Özdemir  <https://orcid.org/0000-0003-0660-3139>

Ayten Koç  <https://orcid.org/0000-0002-8296-0093>

KAYNAKLAR / REFERENCES

Akay, E. ve Uysal, Ş. (1984). *Stratigraphy, sedimentology and structural geology of Neogene deposits in the west of the central Taurides (Antalya)* (Report No.

2147). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, (in Turkish; Unpublished).

Akay, E., Uysal, S., Poisson, A., Cravatte, J. ve Muller, C. (1985). Antalya Neojen Havzasının Stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28(2), 105-119. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/a816fcbb327dfbb_ek.pdf

Akay, E. ve Uysal, S. (1985). Orta Torosların batısındaki (Antalya) Neojen çökellerinin stratigrafisi, sedimentolojisi ve yapısal jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, (Yayımlanmamış Rapor).

Akbulut, A. (1977). *Etude Geologique d'une partie du Taurus occidentale au sud d'Eğridir (Turquie)* (Thesis). Univ. Paris-Sud, Orsay.

Altınlı, E., 1944. *Etude stratigraphique de la région d'Antalya*. Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul, B IX, 3, 27-38.

Barrier, E. & Vrielynck, B. (2008). *Palaeotectonic map of the Middle East, Atlas of 14 maps, Tectonosedimentary–Palinspastic maps from Late Norian to Pliocene*. Commission for the Geologic Map of the World (CCMW, CCGM), Paris.

Biryol, C. B., Beck, S. L., Zandt, G. & Özacar, A. A. (2011). Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 184: 1037-1057. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04910.x>

Blumenthal, M. (1951). Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière-pays d'Alanya. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Publications*, no. D5, 134: 1955.

Clark, M. & Robertson, A. (2002). The role of the Early Tertiary Ulukisla Basin, southern Turkey, in suturing of the Mesozoic Tethys ocean. *Journal of the Geological Society*, 159(6), 673-690.

Collins, A. S. & Robertson, A. H. (1997). Lycian melange, southwestern Turkey: an emplaced Late Cretaceous accretionary complex. *Geology*, 25(3), 255-258.

Collins, A. S. & Robertson, A. H. (1998). 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.

- Collins, A. S. & Robertson, A. H. (2003). Kinematic evidence for Late Mesozoic–Miocene emplacement of the Lycian Allochthon over the western Anatolide belt, SW Turkey. *Geological Journal*, 38(3-4): 295-310.
- Cosentino, D., Schildgen, T. F., Cipollari, P., Faranda, C., Gliozzi, E., Hudackova, N., Lucifora, S. & Strecker, M. R. (2012). Late Miocene surface uplift of the southern margin of the Central Anatolian Plateau, Central Taurides, Turkey. *GSA Bulletin* 124(1– 2):133–145 <https://doi.org/10.1130/B30466.1>
- Çiner A., Karabıyıkoglu M., Monod O., Deynoux, M. & Tuzcu, S. (2008). Late Cenozoic sedimentary evolution of the Antalya basin, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 1-41.
- de Boorder, H., Spakman, W., White, S. H. & Wortel, M. (1998). Late Cenozoic mineralization, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine Belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(3-4):569–575. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00247-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00247-7)
- Deynoux, M., Çiner, A., Monod, O., Karabıyıkoglu, M., Manatschal, G. & Tuzcu, S. (2005). Facies architecture and depositional evolution of alluvial fan to fan-delta complexes in the tectonically active Miocene Köprüçay Basin, Isparta Angle, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173(1-4): 315-343.
- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. & Grundvig, S. (1999). Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): Implications for the Neotethyan ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 111(8), 1192-1216.
- Dumont, J. F. & Kerey, K. (1975). Basement geological study in the south of Egirdir lake. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 18(2), 169-174. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/fe2d4655b7cd3ed_ek.pdf
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C. & Regard, V. (2006). Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 242(1-2): 85-97.
- Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., ... & Serpelloni, E. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283-332.
- Flecker, R. (1995). *Miocene Basin Evolution of The Isparta Angle, Southern Turkey* [Phd thesis]. University of Edinburgh
- Flecker, R., Ellam, R. M., Müller, C., Poisson, A., Robertson, A. H. F. & Turner, J. (1998). Application of Sr isotope stratigraphy and sedimentary analysis to the origin and evolution of the Neogene basins in the Isparta Angle, southern Turkey. *Tectonophysics*, 298(1-3), 83-101.
- Flecker, R., Poisson, A. & Robertson, A. H. F. (2005). Facies and palaeogeographic evidence for the Miocene evolution of the Isparta Angle in its regional eastern Mediterranean context. *Sedimentary Geology*, 173(1-4), 277-314.
- Gans, C. R., Beck, S. L., Zandt, G., Biryol, C. B. & Ozacar, A. A. (2009). Detecting the limit of slab break-off in central Turkey: new high-resolution Pn tomography results. *Geophysical Journal International*, 179(3), 1566-1572.
- Glover, C. P. & Robertson, A. H. (1998). Role of regional extension and uplift in the Plio-Pleistocene evolution of the Aksu Basin, SW Turkey. *Journal of the Geological Society*, 155(2), 365-387. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.2.0365>
- Govers, R. & Wortel, M. J. R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 505–523. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.022>
- Göncüoğlu, M. C. & Dirik, K. (1996). Neotectonic characteristics of central Anatolia. *International Geology Review*, 38(9), 807-817.
- Göncüoğlu, M. C., Dirik, K. & Kozlu, H. (1997). General characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. In *Annales Geologique de Pays Hellenique*, 3, 515-536.
- Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, I. & Şengör, A. M. C. (1984). Palaeotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: sedimentary record of a Neo- Tethyan closure. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 467-482.
- Gülyüz, E., Kaymakçı, N., Meijers, M. J., van Hinsbergen, D. J., Lefebvre, C., Vissers, R. L. & Peynircioğlu, A. A. (2012). Late Eocene evolution

- of the Çiçekdağı Basin (central Turkey): Syn-sedimentary compression during microcontinent collision in central Anatolia. *Tectonophysics*, 602, 286-299.
- Güvercin, S. E., Konca, A. Ö., Özbakır, A. D., Ergintav, S. & Karabulut, H. (2021). New focal mechanisms reveal fragmentation and active subduction of the Antalya slab in the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 805, Article 228792. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.22879>
- Hadımlı, L. (1968). *Manavgat-Akkuşlar bentleri ve rezervuarının jeolojisi*. İ. Ü. F. F. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü diploma çalışması, yayınlanmamış.
- Hall, J., Aksu, A. E., King, H., Gogacz, A., Yaltrak, C. & Çiğçi, G. (2014). Miocene-Recent evolution of the western Antalya Basin and its linkage with the Isparta Angle, eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 349, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.12.009>
- Hayward, A. B. (1984). Miocene clastic sedimentation related to the emplacement of the Lycian Nappes and the Antalya Complex, SW Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 287-300.
- Hüsing, S. K., Zachariasse, W. J., Van Hinsbergen, D. J., Krijgsman, W., Inceöz, M., Harzhauser, M. & Kroh, A. (2009). Oligocene–Miocene basin evolution in SE Anatolia, Turkey: constraints on the closure of the eastern Tethys gateway. *Geological Society, London, Special Publications*, 311(1), 107-132.
- İslamoğlu, Y. (2002). Antalya Miyosen Havzasının mollusk faunası ile stratigrafisi. *MTA Dergisi*, 123-124, 27-58.
- Janecke, U. S., Vandenburg, J. C., Blankenau, J. J. (1998). Geometry, mechanisms and significance of extensional folds from examples in the Rocky Mountain Basin and Range province, U.S.A. *Journal of Structural Geology* 20(7), 841–856. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00016-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00016-9)
- Kalyoncuoğlu, Ü. Y., Elitok, Ö., Dolmaz, M. N. & Anadolu, N. C. (2011). Geophysical and geological imprints of southern Neotethyan subduction between Cyprus and the Isparta Angle, SW Turkey. *Journal of Geodynamics* 52(1), 70–82. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.12.001>
- Karabıyıkoglu, M., Çiner, A., Monod, O., Deynoux, M., Tuzcu, S. & Örcen, S. (2000). Tectonosedimentary evolution of the Miocene Manavgat Basin, western Taurides, Turkey. 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, 271-294. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.14>
- Karabıyıkoglu, M., Tuzcu, S., Çiner, A., Deynoux, M., Örcen, S. & Hakyemez, A. (2005). Facies and environmental setting of the Miocene coral reefs in the late-orogenic fill of the Antalya Basin, western Taurides, Turkey: implications for tectonic control and sea-level changes. *Sedimentary Geology*, 173(1-4), 345-371.
- Kaymakçı, N., Langereis, C., Özkaptan, M., Özacar, A. A., Gülyüz, E., Uzel, B. & Sözbilir, H. (2018). Paleomagnetic evidence for upper plate response to a STEP fault, SW Anatolia. *Earth and Planetary Science Letters*, 498, 101-115.
- Keskin, M. (2003). Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters*, 30(24), Article 8046. <https://doi.org/10.1029/2003GL018019>
- Khair, K. & Tsokas, G. N. (1999). Nature of the Levantine (eastern Mediterranean) crust from multiple-source Werner deconvolution of Bouguer gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B11): 25469-25478.
- Koç, A., Kaymakçı, N., Van Hinsbergen, D. J. & Kuiper, K. F. (2017). Miocene tectonic history of the Central Tauride intramontane basins, and the paleogeographic evolution of the Central Anatolian Plateau. *Global and Planetary Change*, 158, 83- 102.
- Koç, A., Kaymakçı, N., van Hinsbergen, D. J., Kuiper, K. F. & Vissers, R. L. (2012). Tectono-Sedimentary evolution and geochronology of the Middle Miocene Alınapa Basin, and implications for the Late Cenozoic uplift history of the Taurides, southern Turkey. *Tectonophysics*, 532, 134-155
- Koç, A., Kaymakçı, N., Van Hinsbergen, D. J. & Vissers, R. L. (2016a). A Miocene onset of the modern extensional regime in the Isparta Angle:

- constraints from the Yalvaç Basin (southwest Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 105(1), 369-398.
- Koç, A., van Hinsbergen, D. J., Kaymakçı, N. & Langereis, C. G. (2016b). Late Neogene oroclinal bending in the central Taurides: A record of terminal eastward subduction in southern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 434, 75-90.
- Koçyığıt, A., ünay, E., & Saraç, G. (2000). Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 173(1), 405-421.
- Meijers, M. J., Kaymakçı, N., Van Hinsbergen, D. J., Langereis, C. G., Stephenson, R. A. & Hippolyte, J. C. (2010). Late Cretaceous to Paleocene oroclinal bending in the central Pontides (Turkey). *Tectonics*, 29(4). TC4016. <https://doi.org/10.1029/2009TC002620>
- Monod, O. (1977). *Recherches Géologiques dans le Taurus occidental au Sud de Beyşehir (Turquie)* [Yayımlanmamış, Tez]. These d'Etat Univ. Paris Sud (Orsay).
- Oberhänsli, R., Bousquet, R., Candan, O. & Okay, A. I. (2012). Dating Subduction Events in East Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(1), 1-17. <https://doi.org/10.3906/yer-1006-26>
- Oberhänsli, R., Candan, O., Bousquet, R., Rimmele, G., Okay, A. & Goff, J. (2010). Alpine high pressure evolution of the eastern Bitlis complex, SE Turkey. In M. Sosson, N. Kaymakci, R. A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform Geological Society, London, Special Publications*, 340 (1), 461-483. <https://doi.org/10.1144/sp340.20>
- Okay, A. I. (1986). High-Pressure/low-Temperature Metamorphic Rocks of Turkey. B. W. Evans & E. H. Brown (Eds.), *Blueschists and Eclogites*. Geological Society of America, Vol:164 <https://doi.org/10.1130/MEM164-p333>
- Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. & Akyüz, S. (1996) Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In A. Yin & M. Harrison (Eds.), *Tectonics of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, 420-441.
- Okay, A. I. & Özgül, N. (1984). HP/LT metamorphism and the structure of the Alanya Massif, Southern Turkey: an allochthonous composite tectonic sheet. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 429-439.
- Okay, A. I., Zattin, M. & Cavazza, W. (2010). Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision. *Geology*, 38(1), 35-38.
- Okay, A. I., Tüysüz, O. (1999) Tethyan sutures of northern Turkey. In D. B. Jolivet, L. Horváth, F. Séranne M (eds.) *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, 156, 475-515. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22>
- Papazachos, B. C. & Papaioannou, C. A. (1999). Lithospheric boundaries and plate motions in the Cyprus area. *Tectonophysics*, 308(1-2), 193-204.
- Parlak, O. & Robertson, A. (2004). The ophiolite-related Mersin Melange, southern Turkey: its role in the tectonic-sedimentary setting of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Geological Magazine*, 141(3): 257-286.
- Poisson, A. (1977). *Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie)* [Doctorat d'état thesis]. Université de Paris-Sud, Orsay, France.
- Poisson, A., Orszag-Sperber, F., Kosun, E., Bassetti, M. A., Müller, C., Wernli, R. & Rouchy, J. M. (2011). The Late Cenozoic evolution of the Aksu basin (Isparta Angle; SW Turkey). New insights. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(2), 133-148.
- Poisson, A., Wernli, R., Sagular, E. K. & Temiz, H. (2003). New data concerning the age of the Aksu Thrust in the south of the Aksu valley, Isparta Angle (SW Turkey): consequences for the Antalya Basin and the Eastern Mediterranean. *Geological Journal*, 38, 311-327. <https://doi.org/10.1002/gj.958>
- Pourteau, A., Candan, O. & Oberhänsli, R. (2010). High-pressure metasediments in central Turkey: Constraints on the Neotethyan closure history. *Tectonics*, 29(5), TC5004. <https://doi.org/10.1029/2009TC002650>
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., ... & Karam, G. (2006).

- GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5), B05411. <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S. & Vernant, P. (2010). Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. *Tectonophysics* 488(1-4), 22-30.
- Robertson, A. H. F. & Dixon, J. E. (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 1-74.
- Robertson, A. H. F. & Woodcock, N. H. (1982). Sedimentary history of the southwestern segment of the Mesozoic-Tertiary Antalya continental margin, southwestern Turkey. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 75(3), 517-562.
- Robertson, A. H. F. & Woodcock, N. H. (1984). The SW segment of the Antalya Complex, Turkey as a Mesozoic-Tertiary Tethyan continental margin. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1): 251-271.
- Robertson, A. H. & Mountrakis, D. (2006). Tectonic development of the Eastern Mediterranean region: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 260(1): 1-9.
- Robertson, A. H. & Ustaömer, T. (2009). Formation of the Late Palaeozoic Konya Complex and comparable units in southern Turkey by subduction-accretion processes: Implications for the tectonic development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Tectonophysics*, 473(1-2): 113-148.
- Robertson, A. H., Ustaömer, T., Pickett, E. A., Collins, A. S., Andrew, T. & Dixon, J. E. (2004). Testing models of Late Palaeozoic-Early Mesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open-Tethys model. *Journal of the Geological Society*, 161(3): 501-511.
- Schildgen, T. F., Cosentino, D., Caruso, A., Buchwaldt, R., Yıldırım, C., Bowring, S. A. & Strecker, M. R. (2012). Surface expression of eastern Mediterranean slab dynamics: Neogene topographic and structural evolution of the southwest margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey. *Tectonics*, 31(2), TC2005. <https://doi.org/10.1029/2011TC003021>
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1-2), 17-33.
- Storetvedt, K. M. (1990). The Tethys Sea and the Alpine-Himalayan orogenic belt; mega-elements in a new global tectonic system. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 62(1-2), 141-184. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90198-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90198-7)
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C., Özeren, S., Genç, T. & Zor, E. (2003). East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30(24), Article 8045. <https://doi.org/10.1029/2003GL017858>
- Şengör, A. C., Lom, N., Sunal, G., Zabcı, C. & Sancar, T. (2019). The Phanerozoic palaeotectonics of Turkey. Part I: an inventory. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 1, 91-161. <https://doi.org/10.1007/s42990-019-00007-3>
- Şengör, A. C. & Yazıcı, M. (2020). The aetiology of the neotectonic evolution of Turkey. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 2, 327-339. <https://doi.org/10.1007/s42990-020-00039-0>
- Van Hinsbergen, D. J., Dekkers, M. J. & Koc, A. (2010). Testing Miocene remagnetization of Bey Dağları: Timing and amount of Neogene rotations in SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19(2), 123-156.
- Wasoo, M. H., Özkaptan, M. & Koç, A. (2020). New insights on the Neogene tectonic evolution of the Aksu Basin (SE Turkey) from the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) and paleostress data. *Journal of Structural Geology*, 139, 104-137.
- Wasoo, M. H. & Koç, A. (2021). Aksu Havzası'nın (Antalya, Türkiye) Neojen Stratigrafisi ve Yapısal Unsurları. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 64(1), 83-128. <https://doi.org/10.25288/tjb.682776>
- Yılmaz, Y. (1993). New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of America Bulletin*, 105(2), 251-271.



Düşük Sıcaklıklı Bir Jeotermal Alanın İnsansız Hava Aracı Termal ve RGB Görüntüleri ile Modellenmesi: Kocabaşlar Jeotermal Alanı Örneği, Kuzeybatı Türkiye
Modeling of a Low-Temperature Geothermal Field Using UAV-based TIR and RGB Images: A Case Study of Kocabaşlar Geothermal Field, Northwestern Türkiye

Deniz Şanlıyüksel Yücel^{1*}, Mehmet Ali Yücel²

¹ Çanakkale Onsekiz Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Maden Mühendisliği Bölümü, Çanakkale

² Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Harita Mühendisliği Bölümü, Çanakkale

• Geliş/Received: 21.07.2023 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 12.10.2023 • Kabul/Accepted: 20.10.2023
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 08.12.2023 • Baskı/Printed: 30.01.2024

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Kocabaşlar jeotermal alanı Türkiye'nin kuzeybatısındaki Çanakkale ilinde yer almaktadır. Jeotermal alanda 650 m derinlikte açılmış, sıcaklığı 46 °C olan bir sondaj ve sıcaklığı 38,1 °C olan bir jeotermal kaynak bulunmaktadır. Bu çalışmada ilk kez Kocabaşlar jeotermal alanının çift kameralı insansız hava aracı (İHA) kullanılarak termal ve görünür bant (RGB) kamera görüntüleri ile yüksek çözünürlüklü olarak modellenmesi amaçlanmıştır. Jeotermal alandaki arazi çalışmaları hava sıcaklığının düşük, meteorolojik koşulların görüntü çekimi için uygun olduğu 6 Ocak 2023 tarihinde yapılmıştır. İHA termal ve RGB kamera ile görüntü çekimleri; 40 m sabit yükseklikten 2,5 m/sn hız ve %80 ileri ve %70 yan bindirme oranları ile gerçekleştirilmiştir. Elde edilen toplam 1718 termal ve RGB görüntünün işlenmesi sonucunda Kocabaşlar jeotermal alanının yüksek çözünürlüklü termal (5,25 cm/piksel) ve RGB (1,37 cm/piksel) ortofotoları ve sayısal yüzey modeli (5,47 cm/piksel) üretilmiştir. Üretilen görüntüler coğrafi bilgi sistemleri ortamında görselleştirilmiştir. Jeotermal alanın yüzey sıcaklığının 6 °C ile 38 °C arasında değiştiği saptanmıştır. Kocabaşlar jeotermal alanının İHA teknolojisi ile uzun süreli takip edilerek jeotermal kaynağın kullanım alanlarının geliştirilmesi ve sürdürülebilirliğine katkı sağlanması planlanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Coğrafi bilgi sistemleri, jeotermal enerji, insansız hava aracı, ortofoto, termal görüntüleme.

Abstract: Kocabaşlar geothermal field is located in Çanakkale province in northwestern Türkiye. A well was drilled to a depth of 650 m with a temperature of 46 °C. There is also a geothermal spring with a temperature of 38.1 °C. The objective of this study was to model the Kocabaşlar geothermal field for the first time using an unmanned aerial vehicle (UAV) equipped with a dual camera to capture high-resolution thermal infrared (TIR) and visible (RGB) images. The UAV survey was conducted on January 6, 2023, when the air temperature was low and the meteorological conditions were favorable for image acquisition. The flight altitude was 40 m above ground level, and the flight speed was 2.5 m/s. Image front and side overlaps were 80% and 70%, respectively. As a result of processing a total of 1718 TIR and RGB images, a high-resolution TIR orthophoto (5.25 cm/pixel), an RGB orthophoto (1.37 cm/pixel), and a digital surface model (5.47 cm/pixel) were generated. The generated images were visualized in Geographic Information Systems software. The surface temperature in the geothermal field varied between 6 °C and 38 °C. The Kocabaşlar geothermal field will be monitored for an extended period using UAV technology in order to contribute to the development and sustainability of the utilization areas for geothermal energy.

Keywords: Geographic information systems, geothermal energy, orthophoto, thermal infrared imaging, unmanned aerial vehicle.

GİRİŞ

Jeotermal enerji, yerkabuğunun çeşitli derinliklerinde jeolojik yapıya bağlı birikmiş ısının oluşturduğu, sıcaklığı sürekli olarak bölgesel atmosferik yıllık ortalama sıcaklığın üzerinde olan, yeryüzüne kırıklar ve çatlaklar boyunca su, buhar ve gaz ile taşınabilen, doğrudan, dolaylı ya da entegre kullanım ile yararlanılabilen doğal kaynak enerjisidir (Akkuş vd., 2005; Şanlıyüksel ve Baba, 2011). Sürdürülebilir, yenilenebilir, meteorolojik koşullardan bağımsız, güvenilir, düşük yatırım maliyetli ve yerli bir enerji kaynağı olan jeotermal enerji, sıcaklığa bağlı olarak geniş bir yelpazede kullanım olanağı sunmaktadır (Wang vd., 2022; Zuffi vd., 2022). Jeotermal enerji, farklı kullanım alanları ile yenilenebilir enerji kaynakları arasında önemli bir yere sahiptir (Tut Haklıdır, 2017). Jeotermal enerjiden elektrik üretimi, ısıtma (konut, termal tesis, sera, yol vb.), termal ve sağlık turizmi, kimyasal madde üretimi (borik asit, sıvı karbondioksit, kuru buz üretimi vb.), endüstriyel uygulamalar (balıkçılık, meyve, sebze kurutma vb.) gibi birçok amaç için yararlanılmaktadır (Akkuş ve Alan, 2016; Xu vd., 2019).

Türkiye jeotermal enerji potansiyeli açısından zengin olup, jeotermal kaynaklar çoğunlukla aktif tektonik hatlar üzerinde ve volkanik etkinliğin yoğun olduğu alanlarda bulunmaktadır (Vengosh vd., 2002; Şanlıyüksel Yücel vd., 2021). Türkiye’de sıcaklığı 20 °C ile 287 °C arasında değişen 460 jeotermal alan ve 2000’den fazla jeotermal ve mineralli su kaynağı tespit edilmiştir (Lund ve Toth, 2021; Mertoğlu vd., 2021). Şener vd. (2022), Türkiye’de sıcaklığı 30 °C’nin üzerinde olan 415 jeotermal alan bulunduğunu ve bu alanların %84’ünün düşük ve orta sıcaklıklı olduğunu belirtmiştir. Son yıllarda jeotermal enerji kullanımı tüm dünyada olduğu gibi Türkiye’de de hızla artmaktadır. Jeoloji, hidrojeoloji, jeofizik, jeokimyasal araştırmaların ve sondaj çalışmalarının artması ile jeotermal alanlardaki sıcaklık ve debi değerleri önemli oranda artmıştır. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı verilerine göre Haziran 2022

sonu itibarıyla Türkiye’de elektrik üretiminde kullanılan jeotermal enerji kurulu gücü 1686 MW, toplam kurulu güç içerisindeki oranı %1,66’dır (T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı, 2022). Türkiye 2021 yılında jeotermal enerji üretiminde dünyada dördüncü ve doğrudan kullanımda ise dünyanın ikinci ülkesi durumundadır (Mertoğlu vd., 2021; Şener vd., 2022).

Türkiye’deki jeotermal potansiyel oluşturan alanların %78’i Batı Anadolu’da bulunmaktadır (Akkuş, 2017). Marmara ile Ege Bölgesi’ni birbirinden ayıran Kaz Dağı (1774 m) iki bölge sınırı arasında kalan en önemli yükseltiye sahiptir. Kaz Dağı ve çevresinin yüksek yağış alması ve tektonik açıdan aktif faylarla çevrili olması, suların derin dolaşımına ve ısınan suların yüzeye sıcak su olarak çıkmasında önemli rol oynamaktadır (Yalçın, 2007). Yalçın ve Sarp (2012), Çanakkale’deki jeotermal kaynakların genellikle Kaz Dağı çevresinde yer alan Kuzey Anadolu Fay Zonu’nun uzantısı olan KD-GB doğrultulu sağ yanal doğrultu atımlı fay sistemlerinden çıktığını ifade etmiştir. Çanakkale’de yüzey sıcaklıkları 23-96,2 °C arasında değişen 14 jeotermal alan bulunmaktadır (Şanlıyüksel Yücel vd., 2013; Marmara vd., 2020). Çanakkale’nin Lapseki ilçesinde Kocabaşlar, Çan ilçesinde Karalica, Bardakçılar, Çan ve Alibeyçiftliği, Bayramiç ilçesinde Palamutoba ve Külcüler, Yenice ilçesinde Hıdırlar, Biga ilçesinde Kırkgeçit ve Çeltik, Ezine ilçesinde Kestanbol ve Akçaçekili, Ayvacık ilçesinde Tuzla ve Küçükçetmi jeotermal alanları bulunmaktadır. Çanakkale’deki jeotermal kaynaklar elektrik üretimi, termal ve sağlık turizmi, sera ve termal tesis ısıtma amacıyla kullanılmaktadır. İldeki en yüksek sıcaklık Tuzla jeotermal alanındaki T-1 no’lu sondajda 1982 yılında 814 m derinlikte 174 °C kuyu dibi sıcaklığı olarak tespit edilmiştir (Akkuş vd., 2005). Taşkıran (2023), Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından Çanakkale’de toplam derinliği 34829 m olan 45 adet jeotermal sondaj yapıldığını ifade etmiştir. Ayrıca ilde özel sektör tarafından yapılmış

birçok jeotermal sondaj vardır, jeotermal kaynak arama çalışmaları yoğun olarak devam etmektedir.

Jeotermal kaynakların geleneksel olarak aranması, sondaj kuyusu açma ve jeofizik araştırmaları gibi süreçleri içermesi nedeni ile uzun süreli ve maliyetlidir (Sedano-Cibrián vd., 2022). Jeotermal enerjinin gelişen teknolojilerle birlikte potansiyeli artırılabilir. Günümüzde, sensör teknolojileri ile jeotermal kaynakların tespiti, izlenmesi ve geliştirilmesinde uzaktan algılama yöntemlerinden yaygın olarak yararlanılmaktadır. Cisimlerle direkt temas etmeden fiziksel özellikleri hakkında bilgi edinme bilimi olan uzaktan algılama teknolojileri ile yeryüzünün farklı mekansal, spektral, radyometrik ve zamansal çözünürlüklerde görüntülenmesi ve izlenmesi mümkündür (Kavzaoglu ve Çölkesen, 2011). İnsansız hava araçları (İHA), içerisinde pilot bulundurmayan, uzaktan operatör yönlendirmesi veya operatör tarafından belirlenen plana göre otonom uçuş gerçekleştiren araçlardır (İzci ve Ulvi, 2021). İHA'lar, uydu görüntülerinin metrik hassasiyetine kıyasla santimetre mertebesinde hassasiyet elde etmeyi mümkün kılarken, insanlı hava araçlarına göre kullanımı daha kolay ve pratiktir, aynı zamanda maliyeti düşüktür (Marwan vd., 2021). İHA'lar ulaşılması zor ve tehlikeli alanlarda uzaktan veri toplama (deprem, yangın, heyelan, sel, volkanik aktivitenin takibi vb.), düzenli olarak izleme ve kontrol etme gibi farklı imkanlar sunarak anında çözüm üretecek gerçek zamanlı veri kontrolünü ve üretimini sağlamaktadır (Harvey vd., 2016; Banerjee vd., 2020). İHA ile elde edilen görüntü verisinden üç boyutlu nokta bulutu, sayısal yüzey modeli (SYM), ortofoto ve üç boyutlu model üretimi gerçekleştirilebilmektedir. İHA teknolojisinin sağladığı güncel bilgiler, coğrafi bilgi sistemleri (CBS) teknolojisiyle bütünleşince geleneksel yöntemlere kıyasla hedefine daha hızlı, daha ucuz, daha az insan gücüyle ulaşması ve kolay güncelleştirilebilir olması nedeniyle önemli bir üstünlük sağlamaktadır (Sedano-Cibrián vd., 2022).

Dünyada, volkanik faaliyetlerin izlenmesi (Amici vd., 2013; De Beni vd., 2019; Walter vd., 2020), arkeolojik alan haritalarının üretilmesi ve üç boyutlu modellenmesi (Yücel vd., 2018; Manajitprasert vd., 2019; Yücel ve Yılmaz, 2019; Yılmaz ve Yücel, 2020; Yalçiner vd., 2021), heyelanların izlenmesi (Eker vd., 2018; Hastaoğlu vd., 2019; Zeybek ve Şanlıoğlu, 2019), maden ocaklarının üç boyutlu modellenmesi (Yücel ve Turan, 2016; Şanlıyüksel Yücel ve Yücel, 2017; Ulusoy vd., 2017; Xiang vd., 2018; Kun ve Güler, 2019), su örnekleme ve su kalitesinin takibi (Koparan vd., 2018; Banerjee vd., 2020) gibi farklı uygulamalarda İHA teknolojisi kullanımı yaygındır.

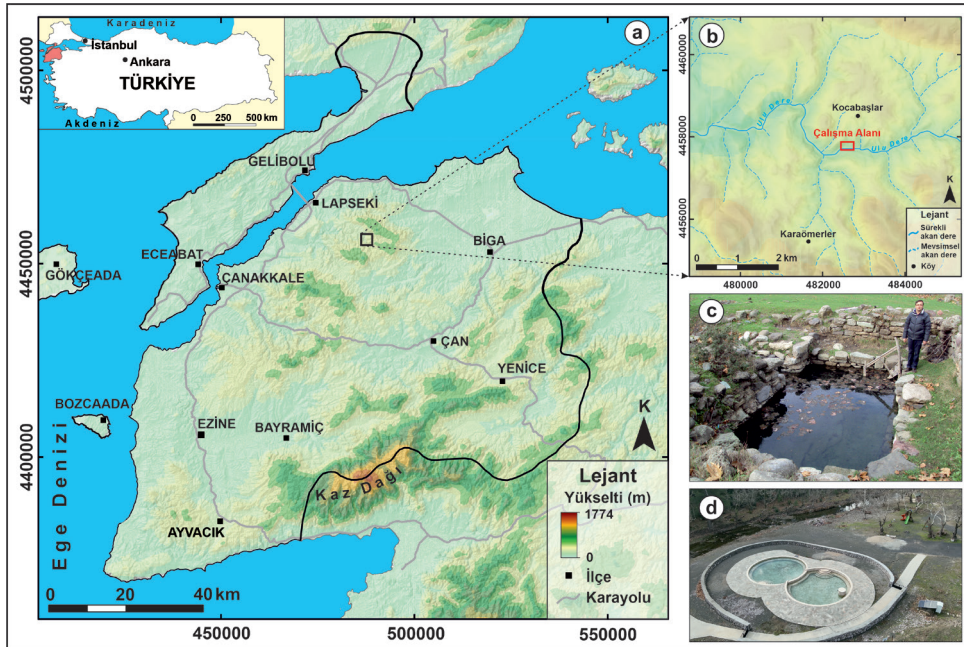
Jeotermal alanların izlenmesi ve jeotermal enerjinin geliştirilmesi konularında termal kameralı İHA kullanımı son yıllarda yoğun olarak çalışılmaktadır (Harvey vd., 2016; Nishar vd., 2016; Chio ve Lin, 2017; Cherkasov vd., 2018; Ólafsson, 2018; Bjornsson vd., 2019; Silvestri vd., 2020; Sedano-Cibrián vd., 2022). İHA termal kamera teknolojisi, atmosferik düzeltmeye gerek kalmadan uydulara kıyasla daha yüksek mekansal çözünürlüklü görüntüler sağlayarak jeotermal alanlarda yüzey sıcaklığının belirlenmesini sağlamaktadır (Silvestri vd., 2020). Türkiye'de termal kameralı İHA kullanılarak jeotermal alanların izlenmesi hakkında yapılmış çalışmaların sayısı azdır. Ulusoy vd. (2022), İHA teknolojisi kullanarak Aksaray'ın güneydoğusunda yer alan Hasandağ'ın yüksek çözünürlüklü termal görüntüler ile termal ortofotosunu (4,8 cm/piksel) oluşturmuş, yüzey sıcaklık değişimini belirlemiş ve fümerol çıkışlarını güvenli olarak tespit etmiştir. Yücel ve Şanlıyüksel Yücel (2023), İHA teknolojisi kullanarak Çanakkale'nin batısında yer alan Kestanbol jeotermal alanının yüksek mekansal çözünürlüklü termal (4,2 cm/piksel) ve görünür bant (RGB, 0,9 cm/piksel) ortofotolarını oluşturmuştur. Jeotermal alanın yüzey sıcaklığının 15 °C ile 75 °C arasında değiştiğini ve jeotermal çıkışlarının KD-GB doğrultulu faya paralel olduğunu ifade etmiştir.

Bu çalışma kapsamında ilk kez Çanakkale'nin kuzeydoğusunda yer alan Kocabaşlar jeotermal alanının yüksek çözünürlüklü termal ve RGB ortofotoları ve SYM oluşturulmuş, jeotermal alanın yüzey sıcaklık dağılımı belirlenmiş, uydu görüntüleri ile jeotermal alandaki zamana bağlı değişim değerlendirilmiş ve düşük sıcaklıklı jeotermal alanın sürdürülebilir gelişimine katkı sağlanması için öneriler sunulmuştur.

Çalışma Alanının Coğrafi Özellikleri

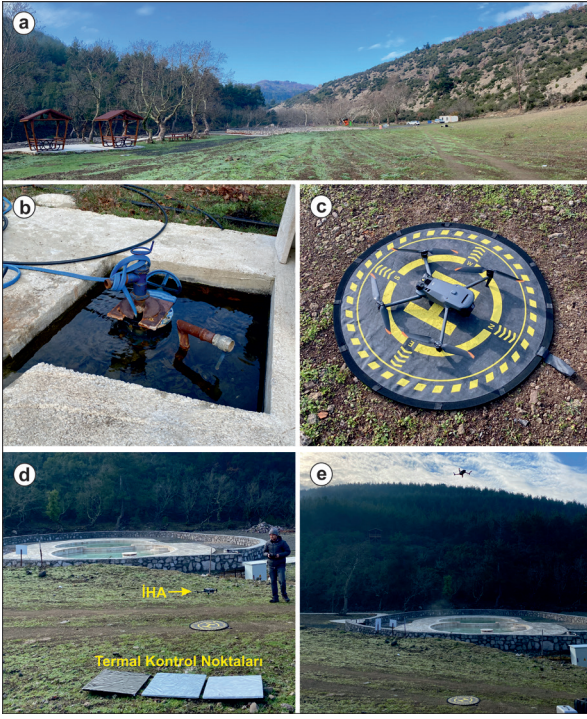
Kocabaşlar jeotermal alanı Çanakkale il merkezine en yakın jeotermal alan olup, il merkezine 45 km, Lapseki ilçe merkezine ise 15 km uzaklıktadır (Şekil 1a). İlçedeki tek jeotermal alandır. Antik dönem adı Lampsakos olan Lapseki, milattan önceki dönemlerden itibaren yerleşim alanı olarak kullanılmıştır ve stratejik bir konuma sahiptir (Öztürk ve Erduran Nemutlu, 2018). Antik çağlardan beri jeotermal kaynaklar insan topluluklarının yerleşiminde

önemli bir rol oynamıştır. Tarihi Kocabaşlar jeotermal alanı Kocabaşlar Köyü'nün yaklaşık 600 m güneyinde Ilıca mevkinde, Ulu Dere kenarında bulunmaktadır (Şekil 1b). Tombul (2015) tarafından Kocabaşlar jeotermal alanının çevresinde 13. ve 14. yüzyıllara ait seramik ve tuğla parçaları bulunduğu belirtilmiştir. Jeotermal alan ulaşım açısından elverişli ve kalabalık yerleşim yerlerinden uzaktır. Jeotermal alanın yakın çevresindeki yerleşim alanları Kocabaşlar ve Karaömerler Köyleri olup, köylerin nüfusu sırasıyla 104 ve 128 kişidir. Jeotermal alandaki jeotermal kaynak halka açık bir havuzda yöre halkı tarafından iptidai koşullarda banyo, içme ve çamaşır yıkamak amacıyla kullanılmıştır (Şekil 1c). 2021 yılında jeotermal alana birleşik daire şeklinde üzeri açık olan iki modern havuz inşa edilmiştir (Şekil 1d). Ayrıca jeotermal alanda oyun parkı, yürüyüş yolu, kamelyalar, otopark vardır ve mesire yeri günübirlik olarak kullanılmaktadır (Şekil 2a).



Şekil 1. a, b). Kocabaşlar jeotermal alanının konumu, **c)** Jeotermal alandaki eski termal havuz (2012 yılı), **d)** Jeotermal alandaki yeni termal havuz (2023 yılı).

Figure 1. a, b) Location map of the study area, **c)** photo of the old geothermal pool in 2012, **d)** photo of the new geothermal pool in 2023.



Şekil 2. a) Jeotermal alanın panoramik görünümü, b) Jeotermal sondaj, c) İHA quadcopter, d) Termal kontrol noktası, e) İHA ile görüntü alma.

Figure 2. a) Panoramic view of Kocabaşlar geothermal field, b) Geothermal well, c) UAV quadcopter, d) Temperature calibration plates, e) UAV image acquisition.

Umurbey Çayı hidrolojik havzasında bulunan Kocabaşlar jeotermal alandaki önemli drenaj sistemi dar ve derin vadiler boyunca doğudan batıya doğru akan Ulu Dere'dir. Ulu Dere'yi besleyen birçok yan dere bulunmaktadır, bunlardan bazıları; güneyden kuzeye akan Bileytaşı Deresi, Aşı Dere ve Somaklı Deresi, kuzeyden güneye akan Aşağı Dere'dir. Jeotermal alanın çevresindeki önemli yükseltiler Dede Tepe (368 m) ve Şaşlık Tepe (332 m)'dir. Jeotermal alan ve çevresinin güncel morfolojisini kazanmasında yapısal unsurların yanı sıra sahadaki jeolojik birimlerin aşınma ve parçalanmaya karşı farklı dayanımları etkili olmuştur. Jeotermal alan bitki örtüsü açısından oldukça zengin olup, çevresinde çam, meşe ve çınar ağaçları ve tarım arazileri bulunmaktadır.

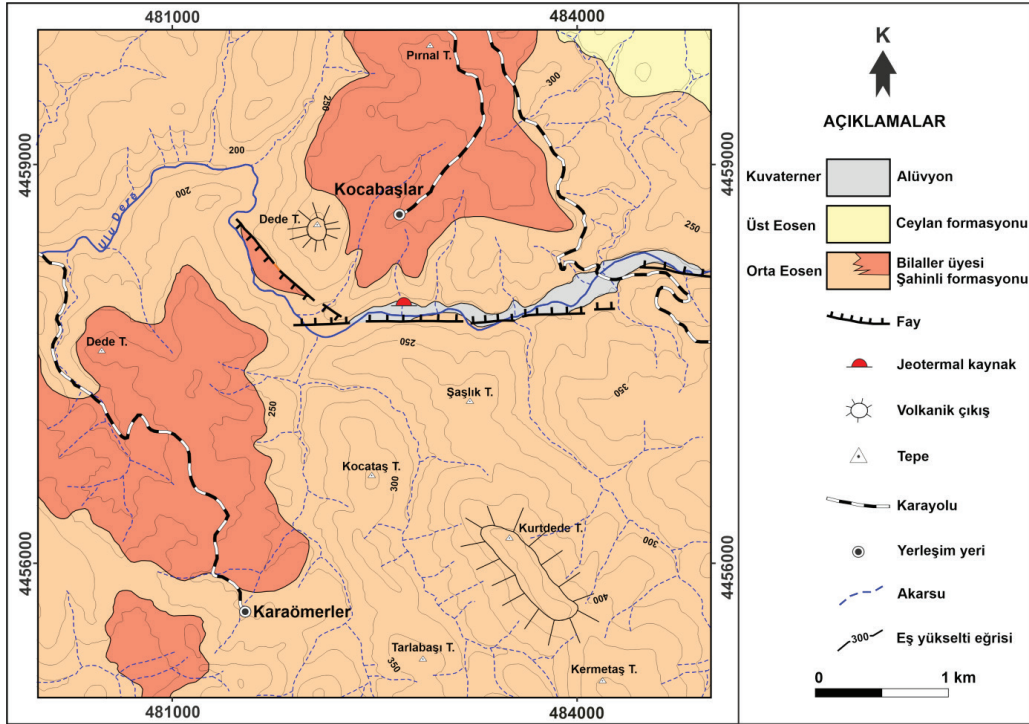
Çanakkale, Akdeniz ve Karadeniz arasında bulunduğu konum itibarı ile iklim açısından "Marmara Geçiş İklimi" özellikleri gösterir (Koçman, 1993). Çanakkale il merkezindeki meteoroloji gözlem istasyonunun 1929-2022 tarihleri arasındaki ölçüm verilerine göre Çanakkale ilinin aylık ortalama sıcaklık değeri 6,3 ile 25,1 °C arasında olup, yıllık ortalama sıcaklık değeri 15,2 °C'dir (Meteoroloji Genel Müdürlüğü, 2023a). En sıcak aylar Temmuz ve Ağustos, en soğuk ay ise Ocak ve Şubat'tır. Son 93 yılın en düşük sıcaklık değeri 2 Şubat 1929 tarihinde -11,5 °C, en yüksek sıcaklık değeri ise 1 Ağustos 2021 tarihinde 39,7 °C olarak saptanmıştır. Çanakkale'nin yıllık toplam yağış miktarı ortalaması 624,4 mm'dir. Yıllık ortalama yağışlı gün sayısı 84'tür. Yağışlar daha çok Kasım, Aralık, Ocak ve Şubat aylarında görülmektedir. Günlük toplam en yüksek yağış miktarı 5 Kasım 1956 tarihinde 137,8 mm olarak belirlenmiştir. Meteoroloji Genel Müdürlüğü tarafından hazırlanan Thornthwaite iklim sınıflandırması yağış etkinlik indeksine göre Çanakkale yarı kurak-az nemli, su fazlası kış mevsiminde çok kuvvetli olan iklim sınıfında yer almaktadır (Meteoroloji Genel Müdürlüğü, 2023b).

Çalışma Alanının Jeolojisi ve Hidrojeokimyası

Kocabaşlar jeotermal alanında bazalt, bazaltik andezitik lav ve piroklastikler ile yer yer volkanoklastik kayalardan oluşan Orta Eosen yaşlı Şahinli formasyonu (Dönmez vd., 2005) yüzlek vermektedir (Deniz vd., 2016) (Şekil 3). Formasyon, Akçaalan volkanitlerinin (Siyako vd., 1989) ve Balıklıçeşme formasyonunun (Ercan vd., 1995) harita birimi olarak eş değeridir (Genç vd., 2012). Çalışma sahasında Şahinli formasyonuna ait kayaların alt dokanağı gözlenememiştir. Şahinli formasyonu bazaltları hipokristalin porfirik dokuludur, başlıca fenokristalleri plajiyoklas, klinopiroksen, biyotit, titanit ve opak minerallerden, ikincil mineral olarak ise kalsit, klorit, dolomit ve kuvarstan oluşmaktadır (Dönmez

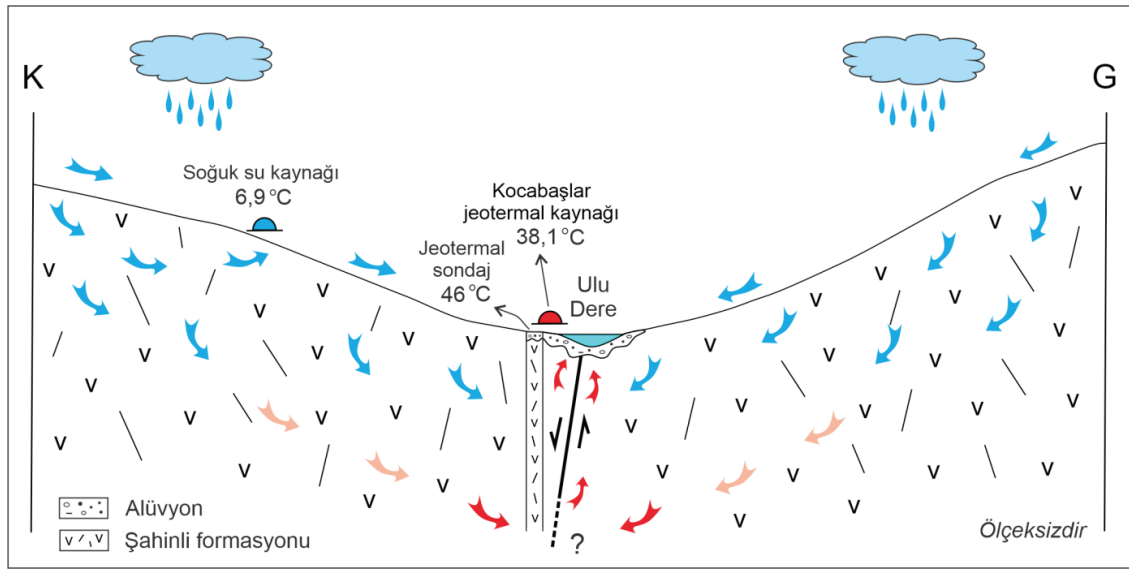
vd., 2005; Genç vd., 2012; Kıray ve Cengiz, 2023). Genellikle bazaltik bileşimli olan volkanik kayalar çok sayıda bazaltik bileşimli daykılarla kesilmiştir (Genç vd., 2012). Şahinli formasyonu içerisindeki volkanoklastik kayalar ile yer yer türbiditik çökeller ve bu çökellerden ayrılamayan egemen olarak bazalt ve yer yer bazaltik andezit bileşimli lavlardan oluşan birim Bilaller üyesi olarak adlandırılmıştır (Dönmez vd., 2005). Bilaller üyesi çalışma alanının kuzey ve doğu-güneydoğu kesimlerinde yüzlek vermektedir. Üst Eosen yaşlı tuf ara katkılı şeyl, kıltaşı-kumtaşı ardalanması ve kırıntılı kireçtaşıdan oluşan Ceylan formasyonu (Ünal, 1967) kendisinden yaşlı birimler üzerinde uyumsuzluk dokanak ile yer alır (Siyako vd., 1989; Dönmez vd., 2005). Formasyon, çalışma alanının kuzeydoğusunda yüzlek vermektedir. Ulu Dere boyunca yüzlek veren tutturulmamış taneli çakıl, kum, silt ve kilden oluşan Kuvaterner yaşlı alüvyon kendisinden yaşlı birimleri uyumsuzlukla örter.

Sarp ve Duman (2008), Kocabaşlar jeotermal alanının Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı uzantısı içerisinde bulunduğunu ve genç tektonik hareketlerden etkilendiğini belirtmiştir. Kocabaşlar jeotermal kaynağı Ulu Dere vadisi boyunca uzanan yaklaşık D-B uzanımlı normal fayla ilişkili olarak yüzeye ulaşmaktadır (Sarp vd., 1998; Baba vd., 2007; Sarp ve Duman, 2008; Deniz vd., 2016). Bu fayın güney bloğu yükselmiş, kuzey bloğu düşmüştür (Baba vd., 2007). Ayrıca jeotermal alanının çevresinde birçok küçük ölçekli fay bulunmaktadır. Tektonizmanın etkisi ve kayalarda meydana gelen ayrışma ile volkanik kayaları geçirimsiz hale getirerek yüzey sularının kayalar içinde özellikle kırık hatları boyunca hareket etmesini sağlamıştır. Yağışlar yoluyla jeotermal alana gelen su kayaların süreksizlikleri boyunca yeraltına süzülüp belirli bir süre derinde dolaşarak jeotermal gradyan ile ısınıp, yüzeye normal fay boyunca jeotermal kaynak olarak ulaşmaktadır (Şekil 4).



Şekil 3. Kocabaşlar jeotermal alanı ve çevresinin jeoloji haritası (Deniz vd., 2016).

Figure 3. Geological map of the Kocabaşlar geothermal field (Deniz et al., 2016).



Şekil 4. Kocabaşlar jeotermal alanının kavramsal hidrotermal modeli.

Figure 4. The conceptual model of the Kocabaşlar geothermal field.

Kocabaşlar jeotermal alanında az sayıda soğuk su kaynağı bulunmaktadır, kaynakların debileri düşüktür. Baba vd. (2007), Ekim 2005 tarihinde jeotermal alanda bulunan soğuk su kaynağının sıcaklık, elektriksel iletkenlik (EC) ve pH değerlerini sırasıyla 12 °C, 750 μ S/cm ve 7,1 olarak ölçmüştür. Soğuk su kaynağının Na^+ (374 mg/l) ve HCO_3^- (732 mg/l) konsantrasyonunun yüksek olduğunu ve $\text{Na-Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ su tipinde olduğunu belirtmiştir. Arazi çalışmaları sırasında jeotermal alandaki soğuk su kaynağında sıcaklık değeri 6,9 °C, EC değeri 812 μ S/cm ve pH değeri 6,88 olarak ölçülmüştür.

Akkuş vd. (2005), Kocabaşlar jeotermal kaynağının yüzey sıcaklığının 36 °C, debisinin ise 0,35 l/sn olduğunu belirtmiştir. Baba vd. (2007), Kocabaşlar jeotermal kaynağının sıcaklık ve EC değerlerinin sırasıyla 28-33 °C ve 1273-1384 μ S/cm olduğunu ifade etmiştir. Bu çalışma kapsamında Kocabaşlar jeotermal kaynağının sıcaklık, EC, tuzluluk ve pH değerleri sırasıyla 38,1 °C, 1196 μ S/cm, %0,4 ve 7,71 olarak ölçülmüştür. Jeotermal sular rezervuarda kaldıkları süre içerisinde su-kayaç etkileşimi

ile kimyasal bileşimini kazanmaktadır (Doğdu, 2004). Kocabaşlar jeotermal kaynağında baskın kation Na^+ , baskın anyon ise SO_4^{2-} olup, Na^+ , Ca^{2+} , SO_4^{2-} ve Cl^- konsantrasyonu sırasıyla 175 mg/l, 108 mg/l, 429 mg/l ve 104 mg/l olarak belirlenmiştir (Yalçın, 2007). Kation ve anyon dizilimi sırasıyla $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$ ve $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$ şeklindedir. Jeotermal kaynağın Al, As, B, Br, Mn ve Li konsantrasyonu sırasıyla 21 μ g/l, 20,5 μ g/l, 489 μ g/l, 348 μ g/l, 28,02 μ g/l ve 99,4 μ g/l olarak tespit edilmiştir (Karaca vd., 2013). Jeotermal kaynağın Fe konsantrasyonu 800 μ g/l'dir (Sarp vd., 1998).

Kocabaşlar jeotermal alanında 2020 yılında 650 m derinlikte bir jeotermal sondaj kuyusu açılmış (Şekil 2b), sondaj logu ve hidrokimyasal analiz sonuçları Çanakkale İl Özel İdaresi'nden temin edilmiştir. Sondaj kuyusunda ilk 10 m derinlikte alüvyon, sonrasında kuyu sonuna kadar kırıklı çatlaklı altere andezit bulunduğu tespit edilmiştir. Sondaj sırasında ölçülen sıcaklık değeri 46 °C, debi ise 3 l/sn olarak belirtilmiştir. Kasım 2020 tarihli örnekleme sonucunda jeotermal suyun sıcaklık, EC, tuzluluk ve pH değerleri sırasıyla 43,5

°C, 1517 $\mu\text{S}/\text{cm}$, %0,8 ve 6,5 olarak belirlenmiştir. Jeotermal sondajdan alınan su örneğinin kimyasal analiz sonuçlarına göre Na^+ , Ca^{+2} , SO_4^{-2} ve Cl^- konsantrasyonu sırasıyla 172 mg/l, 145 mg/l, 470 mg/l ve 149 mg/l olarak saptanmıştır. Jeotermal sondaj günümüzde kullanılmamaktadır.

Jeotermal akışkanın yüzey sıcaklığı rezervuar sıcaklığından daha düşüktür. Jeotermal akışkanın yüzeye doğru hareket ederken soğuk su ile karışması, temasta bulunduğu kayaç ile ısı değişimi ya da örtü kayaç kalınlığının ince olması gibi faktörler suyun sıcaklığının azalmasında etkindir (Doğdu, 2004). Kimyasal analiz sonuçlarına göre uygulanan çeşitli jeotermometre yöntemleri ile jeotermal akışkanın rezervuar sıcaklığının tahmin edilmesi jeotermal araştırmaların önemli bir parçasını oluşturmaktadır. Kocabaşlar jeotermal kaynağının rezervuar sıcaklığı silis (SiO_2), Na/K ve Na/K/Ca jeotermometreleri kullanılarak sırasıyla 58-65 °C, 54 °C ve 57 °C olarak hesaplanmıştır (Yalçın, 2007). Baba vd. (2007), Kocabaşlar jeotermal kaynağının rezervuar sıcaklığını Na/K jeotermometresi ile 50-71 °C, SiO_2 jeotermometresi ile 71-75 °C olarak hesaplamıştır.

Karaca vd. (2013), Kocabaşlar jeotermal kaynağından aldıkları örneğin oksijen-18 ($\delta^{18}\text{O}$) ve döteryum ($\delta^2\text{H}$) içeriğinin sırasıyla ‰ -9,49 ve ‰ -63,58 olduğunu ve kaynağın meteorik kökenli olduğunu ifade etmiştir. Kocabaşlar jeotermal alanındaki soğuk su kaynağı $\delta^{18}\text{O}$ (‰ -7,99) ve $\delta^2\text{H}$ (‰ -45,47) içeriğine göre meteorik kökenlidir (Baba vd., 2007). Kocabaşlar jeotermal kaynağının Cl^- içeriği 78 mg/l ve trityum (T) içeriği 0,25 TU olarak belirlenmiştir (Baba vd., 2007). Baba vd. (2007) tarafından Kocabaşlar jeotermal alanında bulunan soğuk su kaynağında aynı tarihte yapılan örnekleme ile Cl^- içeriğinin 35 mg/l, T içeriğinin ise 6,7 TU olduğu saptanmıştır. Soğuk su kaynağı güncel yağışlar ile beslenmekte olup, sık dolaşımıdır. Jeotermal kaynak ise su-

kayaç etkileşim süresi daha fazla, derin dolaşımı ve beslenimi 1950 yılından öncedir.

MATERYAL ve YÖNTEM

Ekipman

Arazi çalışmaları sırasında İHA görüntü çekimi için DJI Mavic 3T (SZ DJI Technology Co., Ltd., Shenzhen, Çin) kullanılmıştır (Şekil 2c). İHA, 920 g (pil, pervaneler ve microSD kart dahil) ağırlığındadır. İHA'ya entegre olan GPS fotogrametrik uçuş planlarının hazırlanmasına ve uçuşların plana uygun gerçekleştirilmesine olanak sağlamaktadır. Rüzgârsız hava koşullarında İHA bir batarya ile 45 dakika uçabilmektedir, rüzgârlı hava koşulları ise uçuş süresini kısaltmaktadır. Ayrıca %15 pil seviyesinin altındaki uçuşların riskli olması nedeni bir pil ile yaklaşık 38 dakika uçuş yapılmaktadır. İHA'nın maksimum uçuş mesafesi 32 km'dir. Kullanılan batarya 335,5 g ağırlığında, 5000 mAh kapasitesinde ve 4 hücreli lityum polimer (Li-Po) özelliğindedir. Kalkış ve iniş sırasındaki maksimum rüzgâr hızı direnci 12 m/sn'dir. İHA'nın algılayıcı sistemi 2 kameradan oluşmaktadır, bunlar: termal kızılötesi (TIR - thermal infrared) ve görünür bant (RGB - red green blue) kameralardır. Termal kameranın diyagonal görüş alanı (DFOV: diagonal field of view) 61° ve 640×512 piksel çözünürlüğe sahiptir. Kameranın spektral aralığı 8-14 μm 'dir. Bu kamera ile -20 ile +150 °C aralığında ± 2 °C hassasiyette sıcaklık ölçümü yapılabilmektedir. Termal kamera 8-bit JPEG ve 16-bit R-JPEG formatta fotoğraf çekmektedir. RGB kamera 84° görüş alanına (FOV), 1/2-inç CMOS genişliğine sahiptir ve 48 MP (8000×6000 piksel) çözünürlüklü görüntü sağlamaktadır. Uçuş sırasında kumanda ekranından çekilen tüm görüntüler takip edilebilmektedir. Bu çalışmada kullanılan İHA sisteminin teknik özellikleri Çizelge 1'de verilmiştir.

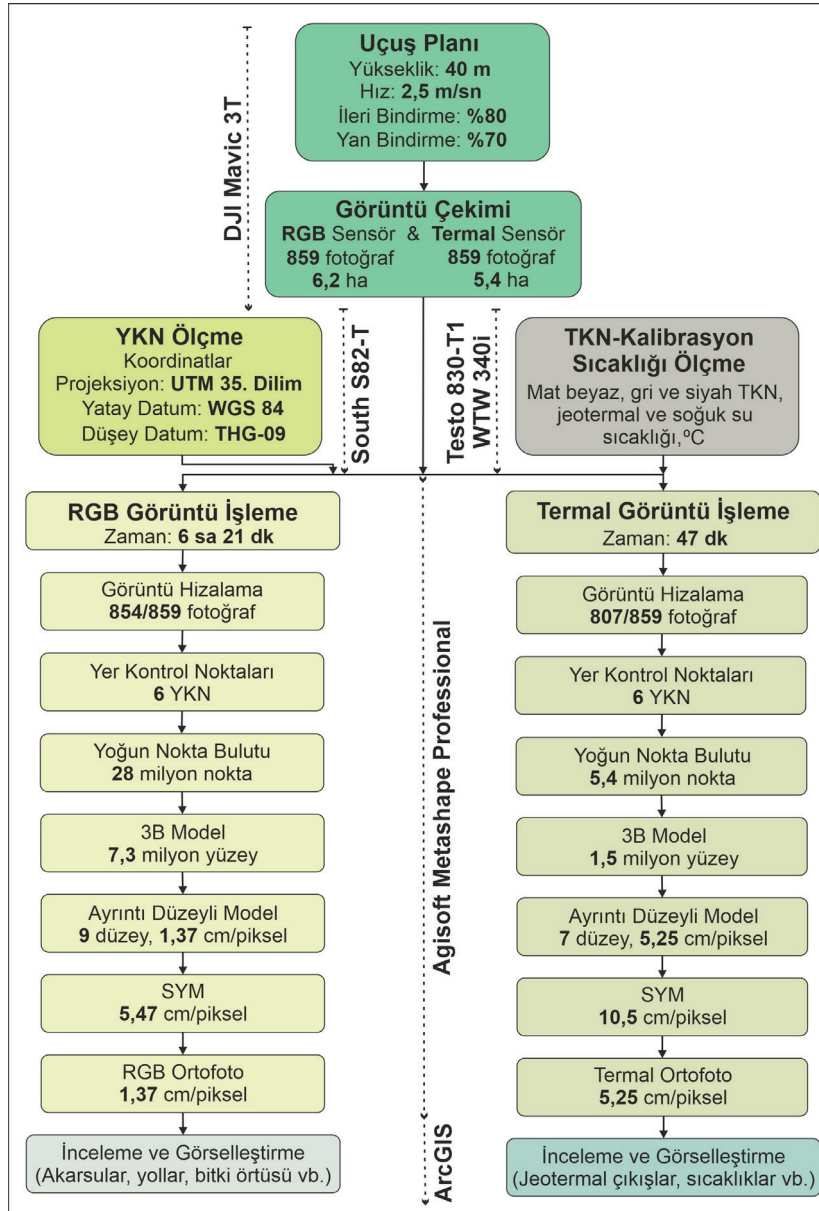
Çizelge 1. Termal ve RGB İHA sisteminin özellikleri.**Table 1.** The specifications of TIR and RGB UAV systems.

Özellikler	Termal İHA Sistemi	Özellikler	RGB İHA Sistemi
Kamera modeli	DJI Mavic 3T Termal	Kamera modeli	DJI Mavic 3T Wide
Spektral aralık	8–14 μ m	Sensör tipi	1/2-inch CMOS
Görüntü hızı	30 Hz	Açıklık	f/2.8
Objektif odak uzaklığı	40 mm	Objektif odak uzaklığı	24 mm
Objektif görüş alanı	61°	Objektif görüş alanı	84°
Görüntü formatı	JPEG (8-bit) R-JPEG (16-bit)	Görüntü formatı	JPEG
Video formatı	MP4 (MPEG-4 AVC/H.264)	Video formatı	MP4 (MPEG-4 AVC/H.264)
Sensör çözünürlüğü	640×512 piksel	Sensör çözünürlüğü	8000×6000 piksel
Maksimum uçuş hızı		15 m/sn (normal mod)	
Boyutlar		347,5×283×107,7 mm	
Ağırlık		920 g	
Li-Po 4S batarya		5000 mAh	
Uçuş süresi		45 dakika (maksimum)	
Uçuş mesafesi		32 km (maksimum)	
Uzaktan kumanda		DJI O3 Enterprise Transmission	
Gimbal model		3 eksenli (eğme, döndürme, kaydırma)	
Uçuş planı uygulaması		DJI Pilot 2	
Görüntü işleme yazılımı		Agisoft Metashape Professional	

Görüntü Çekimi

İHA uçuşları 6 Ocak 2023 tarihinde yapılan arazi çalışması sırasında gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışması sabah saat 9.00'da başlamıştır. Çalışma sırasındaki hava sıcaklığı 7 °C, hava koşulları açık ve rüzgârsızdı. Araziye 6 adet kare, 50×50 cm boyutlarında siyah ve beyaz renkli dama desenli kalın karton yer kontrol noktaları (YKN) homojen olacak şekilde yerleştirilmiştir. Ayrıca araziye termal görüntülerin kalibrasyonu için 3 adet kare, 60×60 cm boyutlarında mat beyaz, gri ve siyah renkli alüminyum folyo ile kaplanmış strafor termal kontrol noktaları (TKN) yerleştirilmiştir (Şekil 2d). İHA fotogrametrisinde elde edilen ürünlerin doğruluğuna etkiyen en önemli parametre YKN'nin sayısı ve arazideki dağılımının homojenliğidir (Şener, 2019). Görüntü

konumlandırmanın santimetre hassasiyetinde olması için YKN koordinatları South S82-T (South Surveying & Mapping Instrument Co., Ltd., Guangzhou, Çin) küresel konumlandırma uydu sistemleri (GNSS) ile belirlenmiştir. Cihaz kinematik ölçmede yatayda 8 mm+1 ppm RMS, düşeyde 15 mm+1 ppm RMS hassasiyete sahiptir. GNSS, Çanakkale CORS istasyonuna bağlanmıştır. GNSS ölçmeleri sonucu koordinatların karekök ortalama hata değerleri yatayda 46 mm, düşeyde 54 mm olarak belirlenmiştir. Yatay koordinatlar UTM 35. dilim (WGS 84), düşey koordinatlar ise Türkiye Hibrit Jeoidi 2009 (THG-09)'ne göre tanımlıdır. RGB ve termal kameralı İHA ile görüntü çekimi ve görüntü işleme aşamaları Şekil 5'te sunulmuştur.



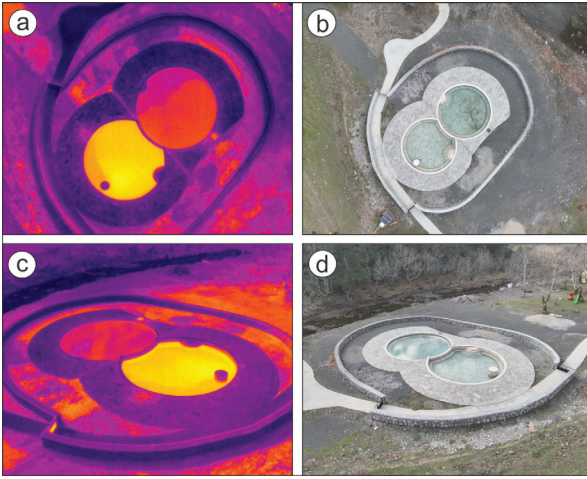
Şekil 5. Çalışmanın adımlarını gösteren iş akış diyagramı.

Figure 5. Overview of the study work flow.

Kocabaşlar jeotermal alanını kapsayan uçuş planı, çevredeki düşey engeller (elektrik direği, ağaç vb.) ve yasal sınırlar dikkate alınarak hazırlanmıştır (Şekil 2e). Uçuş planı İHA kumandasında mevcut olan DJI Pilot 2 uygulaması ile oluşturulmuştur. Uçuş planında İHA, çalışma alanının kısa eksen boyuncu uçurulmuştur. İHA uçuşu 40 m yükseklikten, 2,5 m/sn uçuş hızında

gerçekleştirilmiştir. Görüntüler arası ortak bağ noktalarının eşleştirilmesi amacıyla görüntülerin uçuş yönüne dik olarak birbirleri ile bindirme oranları; ileri (boyuna) ve yan (enine) bindirme sırasıyla %80 ve %70'tir. Görüntü çiftleri arasında hassas eşleştirme sağlanması için, %80 veya daha fazla ileri bindirme, %60 veya daha fazla yan bindirme oranının olması önemlidir (Nex ve

Romandino, 2014). Yüksek bindirme oranları, elde edilecek nokta bulutu yoğunluğunu artırarak, üç boyutlu konum hassasiyetinin artmasına katkı sağlamaktadır (Zeybek ve Şanlıoğlu, 2019). 6,2 ha jeotermal alanda RGB kamera ile 859 görüntü alınmıştır. Termal kameranın görüş alanının daha dar olması sebebi ile 859 termal görüntünün kapsadığı alan 5,4 ha'dır. İHA termal ve RGB kamera çekimleri sabah saat 10.00'da başlamış ve uçuş süresi 36 dakika 9 saniye sürmüştür. Uçuş sırasında 1 pil kullanımı yeterli olmuştur. Ayrıca İHA manuel kumanda edilerek jeotermal alandan termal ve RGB görüntüler alınmıştır (Şekil 6).



Şekil 6. a, b) Düşey termal ve RGB görüntü, c, d) Oblik (eğik) termal ve RGB görüntü.

Figure 6. a, b) Vertical TIR and RGB image, c, d) Oblique TIR and RGB image.

Radyometrik termal kameralar, termal veriyi görüntüye dönüştürürken cisimlerin sıcaklık değerlerini doğrudan ölçebilen ve kaydedebilen kameralardır. Bu kameralar, elektromanyetik radyasyonu algılamak için özel sensörlere sahiptir ve sıcaklık değerlerini görüntülerdeki piksel değerlerine dönüştürür. Radyometrik termal kameralarda veri hassasiyetinin artırılması için radyometrik kalibrasyon gereklidir. Bu çalışmada TKN, dere suyu sıcaklığı ve termal havuz suyu sıcaklığı termal görüntü kalibrasyonu için

kullanılmıştır. El tipi kızılötesi termometre (Testo 830- T1, Testo SE & Co. KGaA, Titisee-Neustadt, Almanya) ile beyaz, gri ve siyah renkli TKN'lerin sıcaklık değerleri ölçülmüştür. Arazide Ulu Dere, termal havuz ve çalışma alanının kuzeyindeki soğuk su kaynağında sıcaklık değerlerinin yanı sıra pH, EC ve tuzluluk değerleri WTW 340i (Wissenschaftlich-Technische Werkstätten, Weilheim, Almanya) multi parametre ölçer ile belirlenmiştir.

Görüntü İşleme

İHA ile elde edilen görüntülerin işlenmesi ve modellenmesinde AgiSoft Metashape Professional (AgiSoft LLC, St. Petersburg, Rusya) yazılımı ile 2,20 GHz i7 işlemcili ve 32 GB RAM hafızalı dizüstü bilgisayar kullanılmıştır. Agisoft yazılımı, fotogrametrik değerlendirme sürecinde görüntülere Structure from Motion (SfM) (Ullman, 1979) yöntemini uygulamaktadır. SfM, yüksek çözünürlüklü görüntüler üzerinde çalışmayı mümkün kılan, düşük maliyetli ve kullanıcıya görüntü işlemede kolaylık sağlayan bir fotogrametrik yöntemdir (Akay, 2023). Görüntü tabanlı modellemeyi esas alan SfM, kamera parametrelerini ve görüntülerdeki nesnelerin üç boyutlu geometrisini otomatik olarak belirleyerek üç boyutlu model oluşturulmasını sağlar (Snavely vd., 2006; Özcan, 2017). SfM yönteminde İHA görüntüleri değerlendirilirken YKN koordinatları ile konumsal düzeltme getirilir ve üretilen verilerin coğrafi konum hassasiyeti artırılır.

Görüntü işleme aşaması; görüntü hizalama, yoğun nokta bulutu oluşturulması, SYM üretilmesi ve son olarak yüksek çözünürlüklü ortofotoların üretilmesi işlemleri olarak gerçekleştirilmiştir. Görüntü hizalama aşamasında, bulanık görüntüler eşleştirilmede kullanılmadığı için yazılım tarafından çıkarılır. Bu çalışmada termal görüntüler arasından 52 adet ve RGB görüntüler arasından da 5 adet görüntü çıkarılmıştır. Konumları belirlenen YKN'ler görüntü hizalama sonrası yazılıma eklenerek görüntülerin konum hassasiyeti

arttırılmıştır. İHA ile elde edilen görüntü sayısı, veri üretim parametreleri ve donanım özellikleri veri üretim süresini etkilemektedir (Akay, 2023). RGB ve termal görüntülerin veri üretim süresi sırasıyla 6 saat 21 dakika ve 47 dakika sürmüştür. Bu çalışmada RGB ve termal görüntüler için sırasıyla 28 milyon ve 5,4 milyon yoğun nokta bulutu, 7,3 milyon ve 1,5 milyon yüzeyden oluşan 3B SYM, 5,47 cm ve 10,50 cm mekânsal çözünürlüklü SYM ve 1,37 cm ve 5,25 cm mekânsal çözünürlüklü ortofotolar üretilmiştir. Görüntü işleme sonucu elde edilen ortofotoların kartografik olarak görselleştirilmesi (çerçeve, çerçeve koordinatları, gratikül, lejant, kuzey oku, grafik ölçek vb.) için bir CBS yazılımı olan ArcGIS 10,3v (Environmental Systems Research Institute, Inc., Kaliforniya, Amerika) kullanılmıştır.

BULGULAR

İHA RGB kamera ile görüntü çekimi 40 m sabit yükseklikten, 2,5 m/sn hız ve % 80 ileri ve % 70 yan bindirme oranı ile 6,2 ha alanda gerçekleştirilmiştir. Jeotermal alanın güney kesimindeki ani yükselim ve yüksek ağaçların bulunması nedeni ile İHA ile görüntü çekimi jeotermal alanın güneyinde yapılamamıştır. Görüntü çekimi sırasında 859 RGB görüntünün 854'ü kullanılarak yaklaşık 6 buçuk saatlik görüntü işleme sonrasında jeotermal alanın mekânsal çözünürlüğü 1,37 cm/piksel olan RGB ortofotosu elde edilmiştir (Şekil 7). Yüksek çözünürlüklü ortofotoda bitki örtüsünün yarattığı desen, jeolojik birimler, jeotermal sondaj, termal havuz, Ulu Dere, YKN ve TKN'nin konumu, mesire yeri, oyun parkı, bitki örtüsü, ağaçlar, karayolu ve yürüyüş yolu net olarak görülmektedir.

Google Earth'de görüntülenen 13 Nisan 2020 tarihli CNES/Airbus uydu görüntüsünde Kocabaşlar jeotermal alanındaki eski havuz görülmektedir (Şekil 8a). Havuzun alanı yaklaşık 11 m² olarak belirlenmiştir. Bu tarihte jeotermal sondajın ve çevre düzenlemesinin yapılmamış

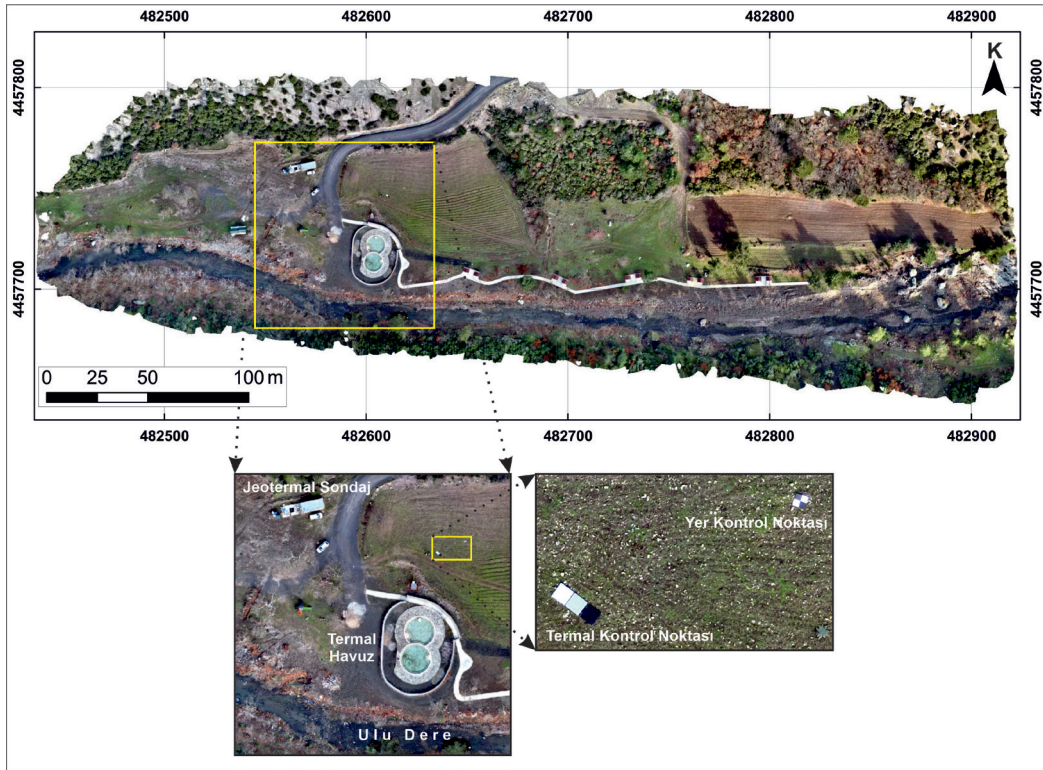
olduğu saptanmıştır. Jeotermal alanın Google Earth'de görüntülenen CNES/Airbus 23 Ekim 2022 tarihindeki uydu görüntüsünde ise jeotermal sondajın yapıldığı, eski havuzun yıkılarak aynı lokasyona daha büyük termal havuzun inşa edildiği ve sahada çevre düzenlemesinin yapıldığı görülmektedir (Şekil 8b). Kocabaşlar Köyü ile jeotermal alan arasındaki stabilize yol yerine yaklaşık 1250 m uzunluğunda asfalt yol ve havuzun çevresinde Ulu Dere'ye paralel olarak 260 m uzunluğunda yürüyüş yolu yapılmıştır. Jeotermal alanların zamana bağlı değişimlerinin izlenmesinde ve değerlendirilmesinde uydu görüntüleri kullanımının önemi büyüktür. Ancak uydu görüntülerinin mekânsal çözünürlüğü 50 cm olup, büyük ölçekli olarak incelenip görüntülere yaklaştıkça coğrafi nesnelerin netliği azalmakta, dolayısıyla nesne ayrıntıları belirlenememektedir. Bu çalışmada üretilen 2023 yılı Ocak ayı RGB ortofotosu uydu görüntüsü üzerine eklenmiştir (Şekil 8c). Ortofotoda yeni termal havuzun çevre uzunluğu 50 m, alanı ise 140 m² olarak saptanmıştır. Termal havuzdan daha çok kişinin yararlanması amacıyla alanı yaklaşık 13 kat arttırılmıştır. Ortofotoda YKN ve TKN'nin konumu, yürüyüş yolu, bekçinin kaldığı konteynır, oyun parkı gibi birçok nesne oldukça net olarak görülebilmektedir. Ayrıca jeotermal alanda uydu görüntüleri ile sayısı netleştirilemeyen 10 adet kamelya bulunduğu saptanmıştır.

SYM, dünya yüzeyinin dijital bir temsili olup, bitki örtüsü ve binalar gibi üzerindeki tüm doğal ve insan yapımı nesneleri içerir (Harvey vd., 2014; Chaudhry vd., 2020). Kocabaşlar jeotermal alanı için oluşturulan SYM mekânsal çözünürlüğü 5,47 cm/pikseldir (Şekil 9). Jeotermal alanın SYM'deki deniz seviyesinden yüksekliği 170 ile 211 m arasında olup, çalışma alanındaki en düşük yükselti Ulu Dere'dedir. Jeotermal kaynağın deniz seviyesinden yüksekliği 178 m'dir. Jeotermal alan ve çevresindeki en önemli yükseltiler volkanik kayalardan oluşmaktadır. SYM'de arazi topografyası, Ulu Dere yatağı, termal havuz, asfalt

ve stabilize yollar, piknik alanı ve zemini kaplayan bitki örtüsü görülmektedir.

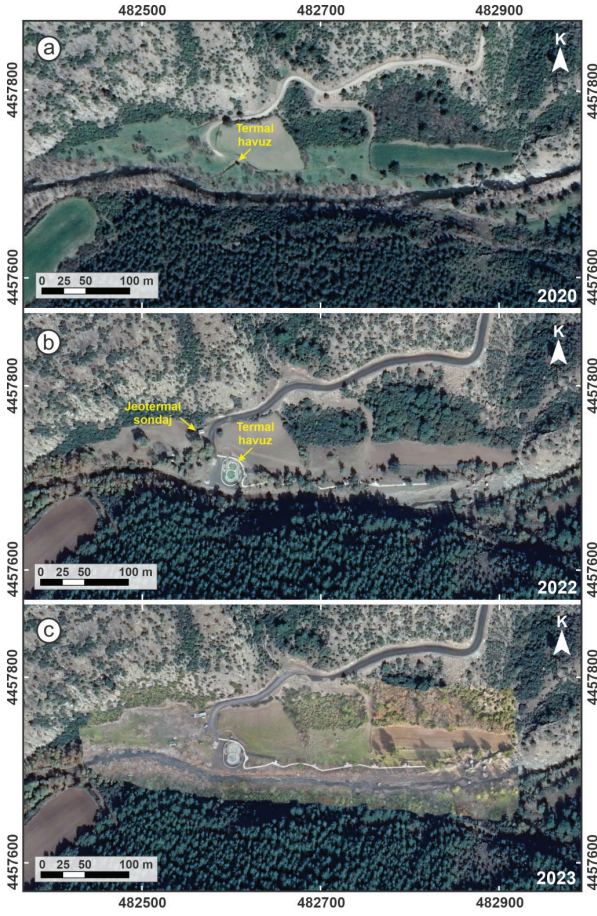
Jeotermal alanın düşük sıcaklıklı olması ve yüzey sıcaklık farkının net olarak tespit edilebilmesi amacıyla arazi çalışmaları Ocak ayında gerçekleştirilmiştir. 40 m sabit yükseklikten 2,5 m/sn hız ve %80 ileri ve %70 yan bindirme oranı ile 5,4 ha alanda 859 termal görüntü alınmıştır. Yaklaşık 47 dakika süren görüntü işleme sonrasında 859 görüntünün 807'si kullanılarak jeotermal alanın mekansal çözünürlüğü 5,25 cm/piksel olan termal ortofotosu elde edilmiştir (Şekil 10). Termal ortofotoda TKN ve YKN'nin konumu net olarak görülmektedir. Arazi çalışmalarında beyaz, gri ve siyah renkli TKN'lerin sıcaklık ortalaması sırasıyla 7,8 °C, 12,6 °C ve 17,9 °C olarak ölçülmüştür. Termal ortofotodaki yüzey sıcaklık değerleri 6 °C ile 38 °C arasındadır. En soğuk bölgeler mor, en sıcak bölgeler ise sarı

renk ile gösterilmiştir. Sıcaklığın en düşük olduğu yer Ulu Dere'dir. Arazide Ulu Dere'deki en düşük sıcaklık değeri 6,2 °C olarak ölçülmüştür. Jeotermal sondajın kullanılmaması nedeni ile sahadaki en yüksek sıcaklıklı yerin havuzdaki jeotermal kaynağın çıkış noktası olduğu tespit edilmiştir. Üstü açık bir havuz olması nedeni ile jeotermal kaynak çıkışından uzaklaştıkça sıcaklık azalmaktadır. Bu nedenle ortofotoda jeotermal çıkışın olmadığı havuzun rengi koyu sarı olarak görülmektedir. Termal havuzun sıcaklık değeri arazide 18,2 °C ile 38,1 °C arasında, ortalama 27,9 °C olarak belirlenmiştir. Ortofotodaki sıcaklık değerleri, arazi çalışması sırasında ölçülen sıcaklık değerleri ile doğrulanmıştır. Termal ortofotoda jeotermal sondajın konumu ve jeotermal kaynağın Ulu Dere'ye deşarj edildiği nokta net olarak gözükmemektedir. Ayrıca Ulu Dere boyunca düşük debili jeotermal çıkışların dereye yer yer sıcaklık artışına sebep olduğu saptanmıştır.



Şekil 7. Kocabaşlar jeotermal alanının RGB ortofotosu.

Figure 7. RGB orthophoto of the Kocabaşlar geothermal field.



Şekil 8. a, b) Kocabaşlar jeotermal alanının 2020 ve 2022 yılları Google Earth’de görüntülenen CNES/ Airbus uydu görüntüsü, c) 2023 yılı RGB ortofotonun 2022 yılı Google Earth uydu görüntüsüyle karşılaştırılması.

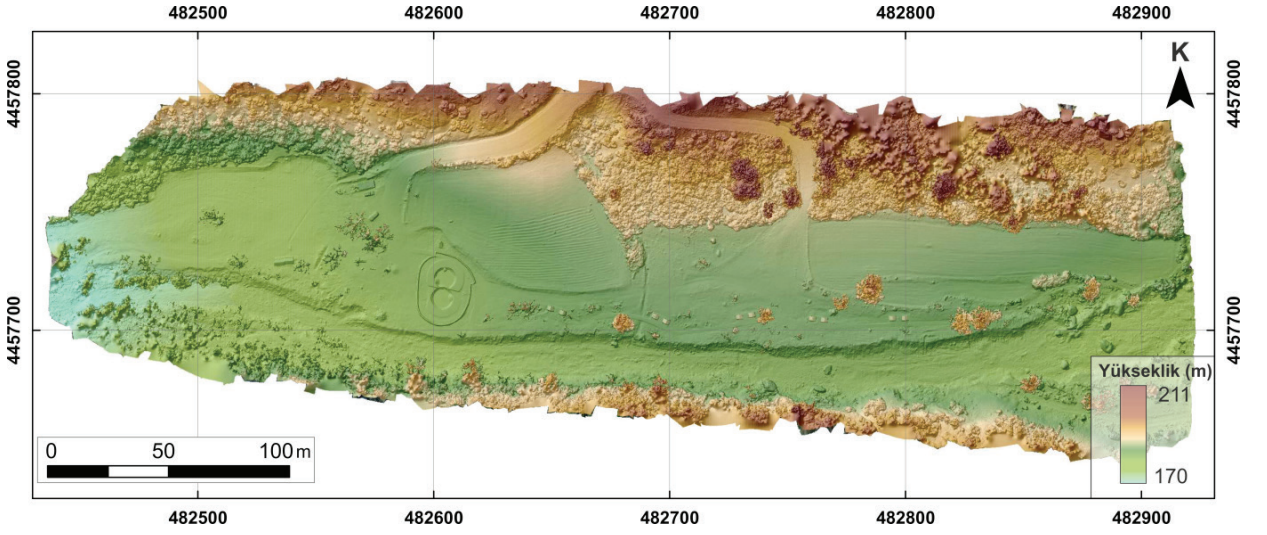
Figure 8. a, b) Aerial imagery (from Google Earth) of Kocabaşlar geothermal field, c) Overlay of UAV-based RGB orthophoto with Google Earth image.

SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Jeotermal enerji potansiyelinin yüksek olduğu Türkiye’de bu potansiyelin geliştirilmesi ile her sıcaklıktaki kaynağın ekonomiye kazandırılması gerekmektedir. Türkiye, jeotermal kaynak ile denizin bulunduğu nadir ülkelerden olup, termal ve deniz turizminin entegre kullanılabileceği yer olarak Çanakkale ili Lapseki ilçesinde bulunan Kocabaşlar jeotermal alanı önem taşımaktadır. Jeotermal alan, yoğun ağaçlık bir bölgede yüksek

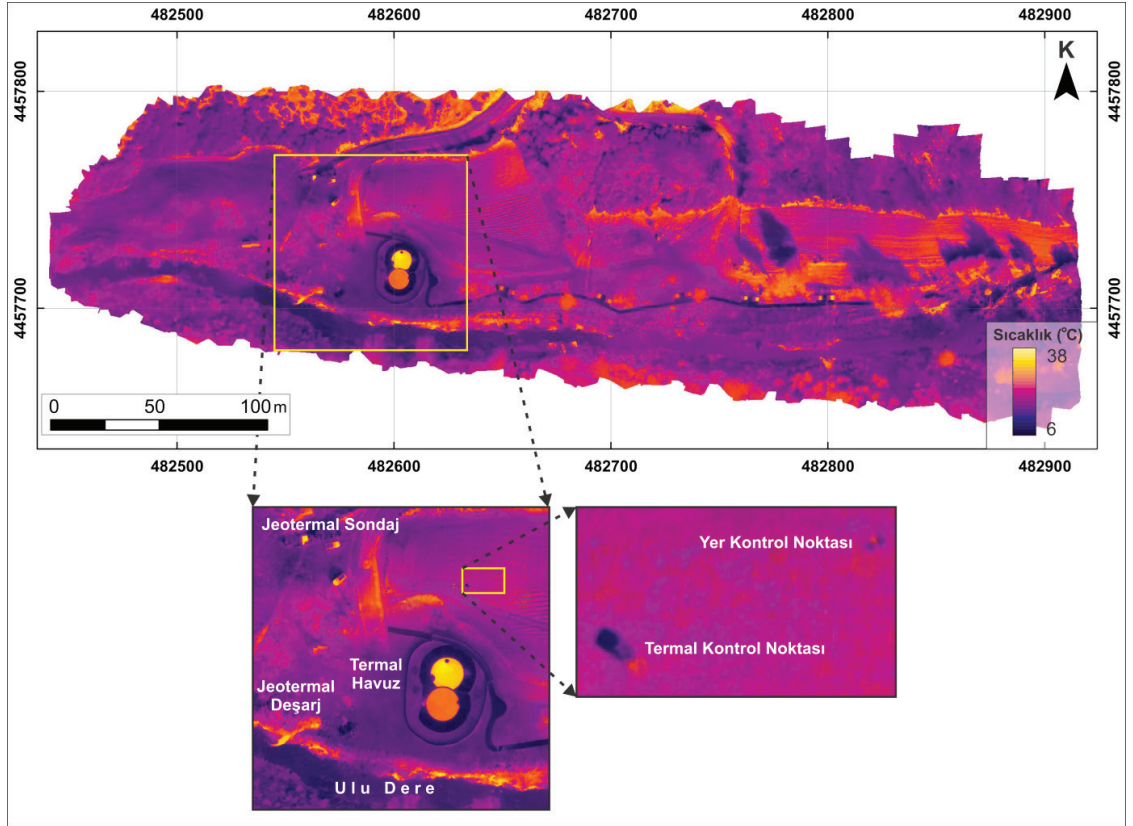
tepelerle çevrili olup, Ulu Dere’nin kenarındadır. Bölgede yapılaşma yoktur, etrafında mesire yeri ve tarım arazileri bulunmaktadır. Jeotermal kaynak yaklaşık D-B uzanımlı normal bir fay boyunca çıkmaktadır. Günümüzde jeotermal alan genellikle yöre halkı tarafından ziyaret edilmektedir. Jeotermal alana termal otel ve bungalov evler inşa edilerek geliştirilmesi planlanmaktadır. Böylelikle jeotermal alandan dört mevsim yararlanılabilecek, sürdürülebilir termal turizm faaliyetleri ile alana gelen yerli ve yabancı turistler bölge istihdamına ve ekonomisine katkı sağlayacaktır.

Bu çalışma kapsamında İHA teknolojisi kullanılarak Kocabaşlar jeotermal alanının yüksek çözünürlüklü RGB ve termal ortofotoları ve SYM ilk kez oluşturulmuştur. Termal ve RGB kameralardan oluşan entegre İHA sisteminin, jeotermal alanların yüzey özellikleri ve sıcaklık değişimlerine ilişkin haritaların oluşturulmasında hızlı, güvenilir ve uygun maliyetli bir çözüm sunduğu tespit edilmiştir. İHA teknolojisi ile Kocabaşlar jeotermal alanının geliştirilmesi aşamasında ve sonrasında gerçekleştirilecek sahadaki değişimlerin yüksek çözünürlüklü görüntüler ile takip edilmesi planlanmıştır. İHA termal ve RGB kamera görüntüleri ile Kocabaşlar jeotermal alanının zamana bağlı olarak izlenip modellenmesi ile termal otelin ve bungalov evlerin inşası sırasında ilerlemenin raporlaması için fayda sağlayacak, ekonomik, hızlı ve tekrarlı ölçmeler yapılmasına izin verecektir. Ayrıca jeotermal akışkanın termal otele ve bungalov evlere taşınması sırasında oluşabilecek hasarlı boru hatlarından su kaçaklarının tespit edilmesi için İHA termal görüntüleme çalışmaları önem taşımaktadır. Kocabaşlar jeotermal alanındaki gelişimin sürdürülebilir izlenmesinde birbirinden farklı birçok veri seti ile bu verilerin bir arada değerlendirilerek yönetilmesi, görüntülenmesi ve mekânsal analizi için İHA teknolojisi ve CBS dinamik yapıllı entegre bilgi teknolojisi olarak kullanılacaktır.



Şekil 9. Kocabaşlar jeotermal alanının sayısal yüzey modeli.

Figure 9. The DSM of the Kocabaşlar geothermal field.



Şekil 10. Kocabaşlar jeotermal alanının termal ortofotosu.

Figure 10. TIR orthophoto of the Kocabaşlar geothermal field.

EXTENDED SUMMARY

Geothermal energy is one of the most renewable, sustainable, and environmentally friendly energy sources. Geothermal energy is independent of daily or seasonal weather fluctuations and the unpredictable fluctuations of international commodity prices (Jolie et al., 2021). Due to its geological and tectonic features, Türkiye has one of the highest geothermal energy potentials in the world, with more than 2000 geothermal and mineral springs (Vengosh et al., 2002; Şanlıyüksel Yücel et al., 2021). Monitoring geothermal springs is crucial for Türkiye to ensure the sustainable development of geothermal energy. Conventional exploration of geothermal energy is a slow process that requires a lot of time and investment and involves drilling, geophysical surveys, and more (Sedano-Cibrián et al., 2022). Unmanned aerial vehicle (UAV) technology enables rapid, cost-effective, real-time monitoring and safe surveying of geothermal fields (Cherkasov et al., 2018; Bjornsson et al., 2019). Using UAVs, it is possible to regularly monitor geothermal fields with sub-centimeter spatial resolution data at both spatial and temporal scales (Nishar et al., 2016).

The surface temperatures of 14 geothermal fields identified within Çanakkale (Northwestern Türkiye) range from 23 to 96.2 °C (Şanlıyüksel Yücel et al., 2013; Marmara et al., 2020). Kocabaşlar geothermal field is located in the northeast of Çanakkale, about 45 km from the city center. The surface temperature of Kocabaşlar geothermal water was measured at 38.1 °C. In this study, for the first time, high-resolution thermal infrared (TIR) and visible (RGB) orthophotos and a digital surface model (DSM) of the low-temperature Kocabaşlar geothermal field were created, and the thermal anomaly was determined using UAV technology. In addition, satellite images were used to evaluate time-dependent changes in the geothermal field.

The Middle Eocene Şahinli formation (Dönmez et al., 2005) consists of basalt, basaltic andesitic lava, pyroclastics, and occasional volcanoclastic rocks and outcrops in the geothermal field. Volcanoclastic rocks, occasional turbiditic sediments, the dominant basalt that cannot be separated from these sediments, and occasionally basaltic andesitic lava within the Şahinli formation are called the Bilaller member (Dönmez et al., 2005). The Bilaller member outcrops in the north and east-southeast sections of the study area. The Ceylan formation, comprising Upper Eocene tuffs with intercalated shale, sandstone and clastic limestone (Ünal, 1967) is located above older units above an unconformity (Siyako et al., 1989; Dönmez et al., 2005). This formation outcrops in the northeast of the study area. Quaternary alluvium present around the Ulu streambed consists of unconsolidated gravel, sand, silt, and clay and unconformably overlies the older units. The main geological structure in the geothermal field is an east-west trending normal fault. This fault serves as a channel through which geothermal fluid flows upward, and it is located south of Ulu stream (Sarp et al., 1998; Baba et al., 2007; Sarp and Duman, 2008; Deniz et al., 2016). There are numerous small-scale faults and fractures in the vicinity of the geothermal field. These fractures and faults play a significant role in the dynamics of local groundwater.

A well was drilled to a depth of 650 m in the Kocabaşlar geothermal field in 2020. The reservoir temperature and flow rate of the geothermal water were measured at 46 °C and 3 L/s, respectively. Kocabaşlar geothermal water is of Na-SO₄ facies. The major cation sequence in geothermal water is Na⁺ > Ca²⁺ > K⁺ > Mg²⁺ with an anion sequence of SO₄²⁻ > Cl⁻ > HCO₃⁻ (Baba et al., 2007). Elevated levels of As (20 µg/L), B (489 µg/L), Br (348 µg/L), Mn (28 µg/L), and Li (99 µg/L) were detected in Kocabaşlar geothermal water (Karaca et al., 2013). The Fe concentration in Kocabaşlar geothermal water was found to be 800 µg/L (Sarp

et al., 1998). Yalçın (2007) calculated the reservoir temperature for Kocabaşlar geothermal water as 58–65 °C, 54 °C, and 57 °C using quartz, Na/K, and Na/K/Ca geothermometers, respectively. In their study, Karaca et al. (2013) determined the oxygen-18 ($\delta^{18}\text{O}$) and deuterium ($\delta^2\text{H}$) values of Kocabaşlar geothermal water were -9.49‰ and -63.58‰, respectively. They explained that geothermal water is of meteoric origin. Baba et al. (2007) reported that the tritium (T) content of the Kocabaşlar geothermal water was 0.25 TU. The low T value indicates that the geothermal water undergoes deep water circulation, and its residence time dates back to before the 1950s. Meteoric waters recharge the reservoir rock and are heated at depth with an increasing geothermal gradient. Subsequently, they move to the surface through the east-west trending normal fault and emerge as the Kocabaşlar geothermal spring.

The design of the flight plan (including flight parameters, survey date, etc.) is fundamental to conducting the UAV survey. The UAV survey was conducted on January 6, 2023, above the Kocabaşlar geothermal field. During the flight, the sky was clear; the average temperature was approximately 7 °C, and there was no wind. January was selected for the UAV survey due to the cold ground conditions, which allow for improved visibility and modeling of the low-temperature geothermal field. Prior to UAV surveys, six ground control points (GCPs) and three temperature calibration plates (TCPs) were placed in the geothermal field. The GCPs consisted of black and white cross-patterned cardboard measuring 50×50 cm, which are suitable for RGB and TIR image acquisition. A 60×60 cm styrofoam insulation material, wrapped with aluminum foil, was utilized as a TCP for radiometric calibration of the TIR images. The global navigation satellite system (GNSS) was used to accurately record the locations of the GCPs with centimeter-level precision. The horizontal and vertical RMS errors of the survey were less than 46 and 54

mm, respectively. The image acquisition started at 10:00 a.m. The flight was conducted at an altitude of 40 m with a ground speed of 2.5 m/s. The front overlap and side overlap were 80% and 70%, respectively. The UAV flight time lasted approximately 36 minutes over 6.2 ha area. A total of 1718 overlapping images were processed using Agisoft Photoscan commercial photogrammetry software. The coordinates of the 6 GCPs were used to precisely georeference the resulting RGB and TIR orthophotos and DSM. Orthophotos and DSM were cartographically visualized using ArcGIS 10.3v software.

High-resolution TIR orthophoto (5.25 cm/pixel), RGB orthophoto (1.37 cm/pixel), and a DSM (5.47 cm/pixel) were generated for the Kocabaşlar geothermal field. The changes in the geothermal field were evaluated using CNES/Airbus satellite images from 2020 and 2022, displayed on Google Earth. Furthermore, the UAV-based RGB orthophoto was overlaid on satellite images. The RGB orthophoto provided more detailed features with higher resolution for the geothermal field compared to satellite images. The TIR orthophoto revealed thermal anomalies ranging from 6 °C to 38 °C in the Kocabaşlar geothermal field. The geothermal springs are aligned in the east-west direction, and the geothermal anomaly is consistent with the trend of Ulu stream. At depth, the geothermal water may possibly reach temperatures of more than 50 °C, as inferred from solute geothermometry. As the geothermal water rises to the surface, it cools during its ascent due to thermal conduction with the surrounding rocks and mixing with cold water. The findings of this study contribute to the understanding and development of low-temperature geothermal springs. Long-term monitoring of the Kocabaşlar geothermal field using UAV technology will provide valuable insights for the sustainable use and development of geothermal energy in the region.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, görüş ve önerileri için kıymetli hakemlere teşekkürlerini sunar. Yazarlar ayrıca Çanakkale İl Özel İdaresi'ne veri paylaşımı için teşekkür eder.

ORCID

Deniz Şanlıyüksel Yücel  <https://orcid.org/0000-0001-6546-5624>

Mehmet Ali Yücel  <https://orcid.org/0000-0001-6956-5219>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Akay, S. S. (2023). İHA tabanlı 3 boyutlu verilere farklı perspektiflerde bakış: İTÜ Ayazağa Kampüsü. *Turkish Journal of Remote Sensing and GIS*, 4(1), 47-63. <https://doi.org/10.48123/rsgis.1195012>
- Akkuş, İ., Akıllı, H., Ceyhan S., Dilemre, A. & Tekin Z. (2005). *Türkiye jeotermal kaynakları envanteri*. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Envanter Serisi, Ankara, 849 s.
- Akkuş, İ. & Alan, H. (2016). *Türkiye'nin jeotermal kaynakları, projeksiyonlar, sorunlar ve öneriler raporu*. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara, 76 s.
- Akkuş, İ. (2017). Neden Jeotermal Enerji? Türkiye İçin Önemi, Hedefler ve Beklentiler. *Mavi Gezegen*, 23, 25-39.
- Amici, S., Turci, M., Giammanco, S., Spampinato, L. & Giulietti, F. (2013). UAV thermal infrared remote sensing of an Italian Mud Volcano. *Advances in Remote Sensing*, 2, 358–364.
- Baba, A., Deniz, O. & Şanlıyüksel, D. (2007). Kocabaşlar jeotermal alanı (Lapseki-Çanakkale) ve çevresinin hidrojeokimyasal ve izotopik incelenmesi. *Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Lapseki Sempozyumu*, (s.146–155). Lapseki, Çanakkale, Türkiye.
- Banerjee, B. P., Raval, S., Maslin, T. J. & Timms, W. (2020). Development of a UAV-mounted system for remotely collecting mine water samples. *International Journal of Mining, Reclamation and Environment*, 34(6), 385–396. <https://doi.org/10.1080/17480930.2018.1549526>
- Bjornsson, G., Grimsson, G., Sigurdsson, A. & Laenen, V. S. (2019). Thermal mapping of Icelandic geothermal surface manifestations with a drone. *Proceedings of 44th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, (pp.1–8). Stanford University, Stanford, California.
- Chaudhry, M., Ahmed, A. & Gulzar, Q. (2020). Impact of UAV surveying parameters on mixed urban landuse surface modelling. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 9(11), Article 656. <https://doi.org/10.3390/ijgi9110656>
- Cherkasov, S. V., Farkhutdinov, A. M., Rykovanov, D. P. & Shaipov, A. A. (2018). The use of unmanned aerial vehicle for geothermal exploitation monitoring: Khankala field example. *Journal of Sustainable Development of Energy, Water and Environment Systems*, 6(2), 351–362.
- Chio, S. & Lin, C. (2017). Preliminary study of UAS equipped with thermal camera for volcanic geothermal monitoring in Taiwan. *Sensor*, 17(7), Article 1649. <https://doi.org/10.3390/s17071649>
- De Beni, E., Cantarero, M. & Messina, A. (2019). UAVs for volcano monitoring: A new approach applied on an active lava flow on Mt. Etna (Italy), during the 27 February–02 March 2017 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 369, 250–262.
- Deniz, O., Bozcu, M. & Ateş, Ö. (2016). Feasibility study of the Kocabaşlar geothermal field (Lapseki/Canakkale/Turkey). *16th International Multidisciplinary Scientific Conference*, (s.383–387).
- Doğdu, M. Ş. (2004). Jeotermal suların rezervuar sıcaklığının tahmininde kullanılan jeotermometre hesaplamaları için bilgisayar programı. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 28(2), 1-12.
- Dönmez, M., Akçay, A. E., Genç, Ş. G. & Acar, Ş. (2005). Biga Yarımadası'nda Orta-Üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbiritler. *MTA Dergisi*, 131, 49-61.
- Eker, R., Aydın, A. & Hübl, J. (2018). Unmanned aerial vehicle (UAV)-based monitoring of a landslide: Gallenzerkogel landslide (Ybbs-Lower Austria) case study. *Environmental Monitoring and Assessment*, 190(1), 28. <https://doi.org/10.1007/s10661-017-6402-8>

- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakioğlu, E., Adis, C., Walter, H. J. & Yıldırım T. (1995). Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan Adalarındaki KB Anadolu Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *MTA Dergisi*, 117, 55–86.
- Genç, Ş. C., Dönmez, M., Akçay, A. E., Altunkaynak, Ş., Eyüpoğlu, M. & Ilgar, Y. (2012). Biga Yarımadası Tersiyer volkanizmasının stratigrafik, petrografik ve kimyasal özellikleri. E. Yüzer & G. Tunay (Eds.), *Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi*, (s.122-162). MTA Özel Yayın Serisi-28, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- Harvey, M. C., Pearson, S., Alexander, K. B., Rowland, J. & Wite, P. (2014). Unmanned aerial vehicles (UAV) for cost effective aerial orthophotos and digital surface models (DSM). *New Zealand Geothermal Workshop Proceedings*, (pp.1-4). Auckland, New Zealand.
- Harvey, M. C., Rowland, J. V. & Luketina, K. M. (2016). Drone with thermal infrared camera provides high resolution georeferenced imagery of the Waikite geothermal area, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 325, 61–69. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.06.014>
- Hastaoğlu, K., Gül, Y., Poyraz, F. & Kara, B. C. (2019). Monitoring 3D areal displacements by a new methodology and software using UAV photogrammetry. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 83, Article 101916. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.101916>
- İzci, V. & Ulvi, A. (2021). Yer kontrol noktalarının harita üretimine etkileri. M. Yakar (Ed.), *Proceedings Book of the 1st International Geoinformatics Symposium*, (s.41–47). <https://publish.mersin.edu.tr/index.php/igss/article/view/11/12>
- Jolie, E., Scott, S., Faulds, J., Chambefort, I., Axelsson, G., Gutiérrez-Negrín, L. C., Regenspurg, S., Ziegler, M., Ayling, B., Richter, A. & Zemedkun, T. M. (2021). Geological controls on geothermal resources for power generation. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(5), 324–339. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00154-y>
- Karaca, Z., Şanlıyüksel Yücel, D., Yücel, M. A., Kamacı, C., Çetiner, Z. S., Erenoğlu R. C. & Akçay, Ö. (2013). *Çanakkale ili (Biga Yarımadası) jeotermal kaynakları ve özelliklerinin belirlenmesi, Biga Yarımadası jeotermal bilgi sistemi* (Rapor no: TR22/12/DFD/0011). Güney Marmara Kalkınma Ajansı.
- Kavzaoğlu, T. & Çölkesen, İ. (2011). Uzaktan algılama teknolojileri ve uygulama alanları. *Türkiye'de Sürdürülebilir Arazi Yönetimi Çalıştayı*, (s.1–9). İstanbul.
- Kıray, D. & Cengiz, O. (2023). Kestanelik granitoidinin petrografik ve jeokimyasal özellikleri (Çanakkale, Biga Yarımadası). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 66(1), 127–148. <https://doi.org/10.25288/tjb.1187739>
- Koçman, A. (1993). *Türkiye iklimi*. Ege Üniversitesi Yayınları, No:72, İzmir, 83s.
- Koparan, C., Koç, A. B., Privette, C. V., Sawyer, C. B. & Sharp, J. L. (2018). Evaluation of a UAV-assisted autonomous water sampling. *Water*, 10(5), Article 655. <https://doi.org/10.3390/w10050655>
- Kun, M. & Güler, Ö. (2019). İnsansız görüntüleme sistemleri ile elde edilen sayısal yüzey modellerinin mermer madencilğinde kullanımı. *Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, 21(63), 1005–1013. <https://doi.org/10.21205/deufmd.2019216328>
- Lund, J. W. & Toth, A. N. (2021). Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review. *Geothermics*, 90, Article 101915. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101915>
- Manajitprasert, S., Tripathi, N. K. & Arunplod, S. (2019). Three-Dimensional (3D) modeling of cultural heritage site using UAV imagery: A case study of the Pagodas in Wat Maha That, Thailand. *Applied Science*, 9(18), Article 3640. <https://doi.org/10.3390/app9183640>
- Marmara, H., Şanlıyüksel Yücel, D., Özden, S. & Yücel, M. A. (2020). Kestanbol jeotermal akışkanının hidrokiyasının ve çevresel etkilerinin belirlenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 63(1), 97–116. <https://doi.org/10.25288/tjb.604842>
- Marwan, M., Idroes, R., Yanis, M. & Idroes, G. M. (2021). A low-cost UAV based application for identify and mapping a geothermal feature in ie

- jue manifestation, Seulawah Volcano, Indonesia. *GEOMATE Journal*, 20(80), 135-142. <https://doi.org/10.21660/2021.80.j2044>
- Mertoğlu, O., Şimşek, S. & Başarır, N. (2021). Geothermal Energy Use: Projections and Country Update for Turkey. In *Proceedings World Geothermal Congress 2020+1*, (pp. 1–11). Reykjavik, Iceland.
- Meteoroloji Genel Müdürlüğü, (2023a, 20 Temmuz). İllere ait mevsim normalleri, Çanakkale. <https://www.mgm.gov.tr/veridegerlendirme/il-ve-ilceler-istatistik.aspx?k=undefined&m=CANAKKALE>
- Meteoroloji Genel Müdürlüğü, (2023b, 20 Temmuz). İklim sınıflandırması Çanakkale. <https://mgm.gov.tr/iklim/iklim-siniflandirmalari.aspx?m=CANAKKALE>
- Nex, F. & Romandino, F. (2014). UAV for 3D mapping applications: a review. *Applied Geomatics*, 6, 1–15.
- Nishar, A., Richards, S., Breen, D., Robertson, J. & Breen, B. (2016). Thermal infrared imaging of geothermal environments and by an unmanned aerial vehicle (UAV): A case study of the Wairakei - Tauhara geothermal field, Taupo, New Zealand. *Renewable Energy*, 86, 1256–1264.
- Olafsson, J. M. (2018). *UAV geothermal mapping in Austurengjar* [Master of Science in Sustainable Energy Science]. Reykjavík University, Iceland.
- Özcan, O. (2017). İnsansız hava aracı (İHA) ile farklı yüksekliklerden üretilen sayısal yüzey modellerinin (SYM) doğruluk analizi. *Mühendislik ve Yer Bilimleri Dergisi*, 2(1), 1–7.
- Öztürk, E. & Erduran Nemutlu, F. (2018). Kültürel peyzaj değerlerinin kentsel tasarımda kullanımı: Lapseki (Çanakkale) ilçesi örneği. *Bartın Orman Fakültesi Dergisi*, 20(1), 14–25.
- Sarp, S., Burçak, M., Yıldırım, T. & Yıldırım, N. (1998). *Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları ile Balıkesir-Havran-Derman kaplıcasının detay jeotermal etüdü ve gradyan sondajları raporu* (Rapor No: 10537). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Sarp, S. & Duman, Ö. (2008). *Çanakkale-Lapseki-Kocabaşlar kaplıca sahası jeotermal enerji aramaları jeoloji ve jeofizik etüt raporu* (Rapor No: 11100). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Enerji Hammadde Etüt ve Arama Dairesi Başkanlığı, Ankara. 42 s.
- Sedano-Cibrián, J., Pérez-Álvarez, R., de Luis-Ruiz, J. M., Pereda-García, R. & Salas-Menocal, B. R. (2022). Thermal water prospecting with UAV, low-cost sensors and GIS. application to the Case of La Hermida. *Sensors*, 22(18), Article 6756. <https://doi.org/10.3390/s22186756>
- Silvestri, M., Marotta, E., Buongiorno, M. F., Avvisati, G., Belviso, P., Sessa, E. B., Caputo, T., Longo, V., De Leo, V. & Teggi, S. (2020). Monitoring of surface temperature on Parco delle Biancane (Italian geothermal area) using optical satellite data, UAV and field campaigns. *Remote Sensing*, 12(12), Article 2018. <https://doi.org/10.3390/rs12122018>
- Siyako, M., Bürkan, K. A. & Okay, A. İ. (1989). Biga ve Gelibolu Yarımadılarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 1(3), 183–199.
- Snavely, N., Seitz, S. M. & Szeliski, R. (2006). Photo tourism: exploring photo collections in 3D. *ACM Transactions on Graphics*, 25(3), 835–846.
- Şanlıyüksel, D. & Baba, A. (2011). Hydrogeochemical and isotopic composition of a low-temperature geothermal source in Northwest Turkey: case study of Kirkgecit geothermal area. *Environmental Earth Sciences*, 62(3), 529–540. <https://doi.org/10.1007/s12665-010-0545-z>
- Şanlıyüksel Yücel, D., Karaca, Z. & Yücel, M. A. (2013). *Determining hydrogeochemical characteristics of geothermal resources in Biga Peninsula (city of Canakkale), NW Turkey*. International Association of Hydrogeologists 40th International Congress, Perth, Avusturalya, 261.
- Şanlıyüksel Yücel, D. & Yücel, M. A. (2017). Terk edilmiş kömür ocaklarında oluşan maden göllerinin hidrokimyasal özelliklerinin belirlenmesi ve insansız hava aracı ile üç boyutlu modellenmesi. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 23(6), 780–791. <https://doi.org/10.5505/pajes.2016.37431>
- Şanlıyüksel Yücel, D., Özden, S. & Marmara, H. (2021). Hydrochemical and isotopic monitoring of the Kestanbol geothermal field, Turkey and its relationship with seismic activity. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30, 1112–1133. <https://doi.org/10.3906/yer-2105-15>

- Şener, E. (2019). İnsansız hava araçları kullanılarak Süleyman Demirel Üniversitesi Yerleşkesinin yüksek çözünürlüklü ortofoto haritasının hazırlanması. *Mühendislik Bilimleri ve Tasarım Dergisi*, 7(2), 393–402. <https://doi.org/10.21923/jesd.511561>
- Şener, M. F., Baba, A., Uzelli T., Akkuş, İ. & Mertoğlu, O. (2022). *Türkiye Jeotermal Kaynaklar Strateji Raporu*. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı Maden ve Petrol İşleri Genel Müdürlüğü, 119 s.
- Taşkıran, L. (2023). Jeotermal enerji alanında yapılan çalışmalar, jeotermal enerji kullanımı, potansiyelimiz ve yeni hedefler. *GT'2023 Türkiye Jeotermal Kongresi Bildiriler Kitabı*, (s.11-23). Ankara.
- T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı, (2022, 17 Ağustos). Yenilenebilir enerji, kaynaklar, jeotermal. <https://enerji.gov.tr/eigm-yenilenebilir-enerji-kaynaklar-jeotermal>
- Tombul, M. (2015). *Çanakkale kültür envanteri, arkeolojik yerleşim alanları ve sanat tarihi yapıları*. T.C. Çanakkale Valiliği, Ege Yayınları, 653 s.
- Tut Hakkıdır, F. S. (2017). Batı Anadolu'da yüksek sıcaklıklı jeotermal sistemlerde gözlenen kabuklaşma türleri ve kabuklaşma oluşumunun kontrolünün sağlanmasında kullanılan sistemler; Kızıldere-II (Denizli) jeotermal güç santrali örneği. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 60(3), 363–382. <https://doi.org/10.25288/tjb.325384>
- Ullman, S. (1979). The interpretation of structure from motion. *Proceedings of the Royal Society of London Series B. Biological Sciences*, 203(1153), 405–426.
- Ulusoy, İ., Şen, E., Tuncer, A., Sönmez, H. & Bayhan, H. (2017). 3D multi-view stereo modelling of an open mine pit using a lightweight UAV. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 60(2), 223–242. <https://doi.org/10.25288/tjb.303032>
- Ulusoy, İ., Diker, C., Şen, E., Çubukcu, H. E. & Gümüş, E. (2022). Multisource and temporal thermal infrared remote sensing of Hasandağ Stratovolcano (Central Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 428, Article 107579. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107579>
- Ünal, O. T. (1967). *Trakya jeolojisi ve petrol imkanları* (Rapor no: 391), TPAO (yayımlanmamış).
- Vengosh, A., Helvacı, C. & Karamandere, İ. H. (2002). Geochemical constraints for the origin of thermal waters from western Turkey. *Applied Geochemistry*, 17, 163–183.
- Walter, T. R., Belousov, A., Belousova, M., Kotenko, T. & Auer, A. (2020). The 2019 eruption dynamics and morphology at Ebeko Volcano monitored by unoccupied aircraft systems (UAS) and field stations. *Remote Sensing*, 12, Article 1961. <https://doi.org/10.3390/rs12121961>
- Wang, H., Liu, H., Chen, D., Wu, H. & Jin, X. (2022). Thermal response of the fractured hot dry rocks with thermal-hydro-mechanical coupling effects. *Geothermics*, 104, Article 102464. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102464>
- Xiang, J., Cen, J., Sofia, G., Tian, Y. & Tarolli, P. (2018). Open-pit mine geomorphic changes analysis using multi-temporal UAV survey. *Environmental Earth Sciences*, 77, Article 220. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7383-9>
- Xu, P., Zhang, Q., Qian, H., Li, M. & Hou, K. (2019). Characterization of geothermal water in the piedmont region of Qinling Mountains and Lantian-Bahe Group in Guanzhong Basin, China. *Environmental Earth Sciences*, 78, Article 442. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8418-6>
- Yalçın, T. (2007). Geochemical characterization of the Biga Peninsula thermal waters (NW Turkey). *Aquatic Geochemistry*, 13 (1), 75–93.
- Yalçın, T. & Sarp, S. (2012). *Biga Yarımadası termal sularının jeokimyasal ve jeotermal potansiyeli. Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi*. E. Yüzer ve G. Tunay (Eds.), MTA Özel Yayın Serisi, (s. 289–301). Ankara.
- Yalçın, C., Kurban Y. C., Gündoğdu, E. & Yücel M. A. (2021). Gelibolu Yarımadası savaş arkeojeofiziği çalışmaları: Şahindere Şehitliği ve Lone Pine Anıtı örnek bölgeleri. *Journal of Advanced Research in Natural and Applied Sciences*, 3, 408–422. <https://doi.org/10.28979/jarnas.909872>
- Yılmaz, D. & Yücel, M. A. (2020). Kuzey Troas Bölgesi arkeolojik yüzey araştırmasında İHA görüntüsü tabanlı mekânsal analizlerin kullanımı.

- V. Keleş (Ed.), *Propontis ve Çevre Kùltürleri*, (s. 923–933). Zero to Three, İstanbul.
- Yücel, M. A. & Turan, R. Y. (2016). Areal change detection and 3D modeling of mine lakes using high-resolution unmanned aerial vehicle images. *Arabian Journal for Science and Engineering*, 41(12), 4867–4878. <https://doi.org/10.1007/s13369-016-2182-7>
- Yücel, M. A., Şanlıyüksel Yücel, D., Yalçiner, C. Ç. & Yılmaz, D. (2018). 3D modelling of historical remains using unmanned aerial vehicle, a case study: Gallipoli Peninsula. *XXVIII International Symposium on Modern Technologies, Education and Professional Practice in Geodesy and Related Fields*, (pp.101–107). Sofya, Bulgaristan.
- Yücel, M. A. & Yılmaz, D. (2019). Çanakkale ili insansız hava aracı destekli yüzey araştırması. *Anadolu Araştırmaları*, 22, 107–128. <https://doi.org/10.26650/anar.2019.22.633114>
- Yücel, M. A. & Şanlıyüksel Yücel, D. (2023). UAV-based RGB and TIR imaging for geothermal monitoring: a case study at Kestanol geothermal field, Northwestern Turkey. *Environmetal Monitoring and Assessment*, 195. Article 541. <https://doi.org/10.1007/s10661-023-11182-0>
- Zeybek, M. & Şanlıoğlu, İ. (2019). Topoğrafik yüzey değişimlerinin görüntü işleme teknikleriyle belirlenmesi üzerine bir araştırma. *Doğal Afetler ve Çevre Dergisi*, 5(2), 350–367. <https://doi.org/10.21324/dacd.531719>
- Zuffi, C., Manfrida, G., Asdrubali, F. & Talluri, L. (2022). Life cycle assessment of geothermal power plants: A comparison with other energy conversion technologies. *Geothermics*, 104, Article 102434. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102434>



TBMM Deprem Araştırma Komisyonu Raporlarının Tarihsel Gelişimi
Historical Development of the Earthquake Research Commission Reports
Submitted to the Grand National Assembly of Türkiye

Bülent Özmen

Gazi Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, İnşaat Mühendisliği Bölümü, Maltepe 06570 Ankara

• Geliş/Received: 19.11.2023 • Düzeltmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 02.12.2023 • Kabul/Accepted: 03.12.2023
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 25.12.2023 • Baskı/Printed: 30.01.2024

Derleme/Review

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Önemli bir depremden sonra depremin yaralarını hızlı bir şekilde sarmaya yardımcı olmak, sorun alanlarını ortaya çıkarmak, çözüm önerilerini belirlemek ve deprem ile ilgili çalışmalar yapmak amacı ile Türkiye Büyük Millet Meclisinde (TBMM) Deprem Araştırma Komisyonları kurulmaktadır. 1962 yılında kurulan ilk komisyondan başlayarak 1966, 1977, 1997, 1999, 2010, 2020 ve 2023 yıllarında farklı isimler altında sekiz kez deprem araştırma komisyonu kurulmuştur. Bunların yanı sıra 1962, 1976, 1977, 1978 yıllarında dört kez de TBMM Cumhuriyet Senatosunda deprem ile ilgili araştırma komisyonları kurulmuştur. Komisyon raporlarında birçok tespit ve önerinin yapılması kadar bunların takibinin yapılması, uygulanıp uygulanmadığının kontrol edilmesi de bir o kadar önemlidir. Önerilerin hayata geçirilebilmesi için mutlaka yasal bağlayıcılığının olması gerekir. Bu nedenle Meclis Deprem Araştırma Komisyonu raporlarında belirtilen görüş ve önerilerin uygulamaya geçebilmesi ve önerilen mevzuat değişikliklerinin yapılabilmesi için TBMM’ne de önemli görevler düşmektedir. Mecliste grubu bulunan bütün siyasi partilerin birlikte çalışarak ortaya koydukları raporlarda yapmış oldukları önerilerinin takipçisi olarak mevzuat düzenlemeleri ile ilgili önerilerini bir an önce Meclis’te gündemlerine alarak kanunlaştırmaları, önerilerinin uygulanıp uygulanmadığını kontrol ederek uygulanmasını sağlamaları Türkiye’nin deprem risklerinin azaltılması çalışmalarına önemli katkılar sunacaktır. Bu makalenin amacı hem geçmişten günümüze kurulmuş olan meclis deprem araştırma komisyonları ve komisyonlar tarafından hazırlanmış olan raporlar hakkında bilgiler vermek hem de yapılan önerilerin geliştirilmesine ve deprem risklerinin azaltılması çalışmalarına katkı sunmak ve bundan sonra kurulacak komisyonlara yol gösterici olmaktır.

Anahtar Kelimeler: Araştırma komisyonu, deprem, rapor, TBMM

Abstract: After a significant earthquake, Earthquake Research Commissions are established in the Grand National Assembly of Türkiye in order to help heal the wounds of the earthquake quickly, to reveal problem areas, to determine solutions that may be suggested, and to carry out earthquake-related studies. Starting from the first commission established in 1962, Earthquake Research Commissions were established eight times under different names in 1966, 1997, 1999, 2010, 2020 and 2023. In addition to these, earthquake-related research commissions were established 4 times in the Senate of the Grand National Assembly in 1962, 1976, 1977 and 1978. It is equally important to make findings and suggestions in the commission reports, as well as to follow them up and check whether they are implemented. In order for the recommendations to be implemented, they must be legally binding. For this reason, it is important that the Grand National Assembly has the duty to put into practice the opinions and suggestions stated in the reports of the Parliamentary Earthquake Research Commission and to make the proposed legislative changes. It will make significant contributions to Türkiye’s efforts to reduce earthquake risks if all political parties in the Parliament work together and follow up on the proposals made in the reports, put their suggestions

regarding legislative regulations on the agenda of Parliament as soon as possible and enact them, and ensure their implementation by checking whether their suggestions are implemented.

The purpose of this article is to provide information about the Parliamentary Earthquake Research Commissions and reports prepared by these commissions that have been established from past to present, as well as to contribute to the development of recommendations and studies on reducing earthquake risks and to guide the commissions to be established in the future.

Keywords: Research commission, earthquake, report, TBMM

GİRİŞ

Şimdiye kadar 1962, 1966, 1977, 1997, 1999, 2010, 2020 ve 2023 yıllarında farklı isimler altında deprem ile ilgili çalışmalar yapmak amacı ile Türkiye Büyük Millet Meclisinde (TBMM) Deprem Araştırma Komisyonları kurulmuştur. 03.03.2023 tarihinde kurulan son komisyon ile birlikte günümüze kadar TBMM’inde sekiz kez deprem ile ilgili araştırma komisyonu kurulmuştur.

Bu komisyonların yanı sıra 1961-1980 yılları arasında faaliyet gösteren TBMM Cumhuriyet Senatosunda da 1962, 1976, 1977, 1978 yıllarında 4 kez deprem ile ilgili araştırma komisyonları kurulmuştur (Eyidoğan, 2021). Cumhuriyet senatosunda kurulanlarla birlikte TBMM’de deprem ile ilgili çalışmalar yapmak amacıyla kurulan komisyon sayısı on iki olmuştur.

Türkiye’de 1961-1980 yılları arasında Türkiye Büyük Millet Meclisi (TBMM), çift meclisli olarak faaliyet göstermiştir. Bu yıllar arasında TBMM üst kanadı Cumhuriyet Senatosu alt kanadı ise Millet Meclisi olacak şekilde çalışmalarını yürütmüştür. 1961 Anayasası ile kurulmuş olan TBMM Cumhuriyet senatosu; Milli Birlik Komitesi üyeleri, cumhurbaşkanının seçtiği üyeler ve genel oyla seçilen üyelerden oluşmuş ve hükümetlerin icraatlarını denetleyecek şekilde faaliyetlerini sürdürmüştür. 12 Eylül 1980 yılından sonra tekrar tek meclisli sisteme geri dönülmesi ile senato kurumu 19 yıllık bir çalışma süresinden sonra kapanmıştır.

Bu çalışmada araştırma komisyonlarının amacı ve görevleri, komisyonların kuruluş ve çalışma usulleri açıklanmış ve geçmişten

günümüze Meclis çatısı altında kurulmuş olan deprem araştırma komisyonlarının kuruluş gerekçeleri, kuruluş tarihleri, yapmış oldukları çalışmalar ve hazırlamış oldukları raporlar ve raporların içerikleri hakkında bilgiler sistematik bir şekilde ortaya konulmuştur.

Makalenin amacı meclis deprem araştırma komisyonları ve bu komisyonlar tarafından hazırlanmış olan raporlar hakkında bilgileri, önerileri tarihsel bir sıra içinde vermek, bundan sonra kurulacak komisyonlara ve komisyonlar tarafından yapılacak çalışmalara ve ortaya koyacakları önerilere yol gösterici olmak ve deprem risklerinin azaltılması çalışmalarına katkı sunmaktır.

ARAŞTIRMA KOMİSYONLARININ ÇALIŞMA USUL ve ESASLARI

Türkiye Cumhuriyeti Anayasasının doksan sekizinci maddesine istinaden milletvekillerinin kamu yararı açısından ihtiyaç duydukları konularda tek başına veya toplu olarak verdikleri yazılı önergeleriyle oluşturulan Meclis Araştırma Komisyonları ile İhtisas Komisyonlarının oluşma, önerge verme, çalışma usul ve esasları TBMM İç Tüzüğü ile belirlenmektedir. 9 Kasım 1982 tarihinde 17863 (mükerrer) sayılı Resmi Gazetede yayınlanarak yürürlüğe giren Türkiye Cumhuriyeti Anayasasının 98. Maddesi aşağıdaki gibidir.

Madde 98 – (Değişik: 21/1/2017-6771/6 md.) Türkiye Büyük Millet Meclisi; Meclis araştırması, genel görüşme, Meclis soruşturması ve yazılı soru yollarıyla bilgi edinme ve denetleme yetkisini

kullanır. Meclis araştırması, belli bir konuda bilgi edinmek için yapılan incelemeden ibarettir. Genel görüşme, toplumu ve Devlet faaliyetlerini ilgilendiren belli bir konunun Türkiye Büyük Millet Meclisi Genel Kurulunda görüşülmesidir. Meclis soruşturması, Cumhurbaşkanı yardımcıları ve bakanlar hakkında 106'ncı maddenin beşinci, altıncı ve yedinci fıkraları uyarınca yapılan soruşturmadan ibarettir. Yazılı soru, yazılı olarak en geç on beş gün içinde cevaplanmak üzere milletvekillerinin, Cumhurbaşkanı yardımcıları ve bakanlara yazılı olarak soru sormalarından ibarettir. Meclis araştırması, genel görüşme ve yazılı soru önergelerinin verilme şekli, içeriği ve kapsamı ile araştırma usulleri Meclis İçtüzüğü ile düzenlenir.

Türkiye Büyük Millet Meclisi denetleme yetkisini yazılı soru, meclis araştırması, genel görüşme, gensoru ve meclis soruşturması yollarıyla kullanmaktadır. Yazılı soru önergesi, sadece bir milletvekili tarafından imzalanmakta ve Başkanlığa verilmektedir. Yazılı soru önergelerine belge eklenmez. Başkan, İçtüzük şartlarına uygun gördüğü önergeleri gelen kağıtlar listesinde yayımlar ve ilgili Cumhurbaşkanı yardımcıları ile bakanlara gönderir. Meclis araştırması ise bir konuda bilgi edinmek için yapılan incelemedir. Meclis iç tüzüğünün 104 ve 105. maddelerinde meclis araştırma komisyonu oluşturulması için önerge verilme şekli, içeriği ve kapsamı ile cevaplandırılma, görüşme ve araştırma yöntemleri ve yetkileri düzenlenmiştir. 13 Nisan 1973 tarih ve 14506 sayılı Resmi Gazetede yayınlanan ve 1 Eylül 1973 tarihinde yürürlüğe giren "Türkiye Büyük Millet Meclisi İçtüzüğü" nün araştırma komisyonları ile ilgili 104 ve 105'inci maddeleri aşağıdaki gibidir.

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

Meclis araştırması

Meclis Araştırmasının tarifi ve açılması

MADDE 104 – (Değişik birinci fıkra: 9/10/2018 -1200 S.Karar/25 md.) Meclis araştırması,

belli bir konuda bilgi edinmek için yapılan incelemeden ibarettir. Araştırma istemi önergesi beş yüz kelimeden fazla ise önerge sahipleri beş yüz kelimeyi geçmemek üzere özetini eklemek zorundadır. Meclis araştırmasının açılmasında genel görüşme açılmasındaki hükümler uygulanır. Meclis araştırma komisyonunun raporu hakkında Genel Kurulda, genel görüşme açılır.

Meclis Araştırma Komisyonu ve yetkileri

MADDE 105- Meclis araştırmasının yürütülmesi görevi, genel hükümlere göre seçilecek bir özel komisyona verilir. Bu komisyonun üye adedi, çalışma süresi ve gerektiğinde Ankara dışında da çalışabileceği hususu Meclis Başkanının teklifi ile Genel Kurulca tespit edilir. Araştırmasını üç ay içinde bitiremeyen komisyona bir aylık ek süre verilir. Komisyon bu süre sonunda da çalışmasını tamamlayamadığı takdirde süre bitiminden itibaren on beş gün içinde araştırmanın tamamlanmaması nedenleri veya o ana kadar varılan sonuçlar üzerinde Genel Kurulda görüşme açılır. Genel Kurul bu görüşme ile yetinebileceği gibi yeni bir komisyon da kurabilir. Meclis Araştırma Komisyonu bakanlıklarla genel ve katma bütçeli dairelerden, mahallî idarelerden, muhtarlıklardan, üniversitelerden, Türkiye Radyo-Televizyon Kurumundan, kamu iktisadî teşebbüslerinden, özel kanun ile veya özel kanunun verdiği yetkiye dayanılarak kurulmuş banka ve kuruluşlardan, kamu kurumu niteliğindeki meslek kuruluşlarından ve kamu yararına çalışan derneklerden bilgi istemek ve buralarda inceleme yapmak, ilgililerini çağırıp bilgi almak yetkisine sahiptir. Komisyon, gerekli gördüğünde uygun bulacağı uzmanların bilgilerine başvurabilir. Devlet sırları ile ticarî sırlar, Meclis araştırması kapsamının dışında kalır.

Milletvekillerince TBMM Başkanlığına farklı zamanlarda birbirine yakın konularda verilen araştırma önergeleri tek başlık altında birleştirilerek araştırma komisyonları oluşturulmaktadır.

TBMM DEPREM ARAŞTIRMA KOMİSYONLARI

Deprem risklerinin azaltılması için yapılması gereken çalışmaları belirlemek, sorunlar ve çözüm önerilerinin detaylı bir şekilde tartışılmasını sağlamak için oluşturulan meclis araştırma komisyonlarının çalışmaları ve hazırlamış oldukları raporları çok önemlidir ve/veya çok önemli olması gerekir. Yoğun bir emek ve zaman harcanarak hazırlanan bu raporlar için deprem alanında çalışan tüm paydaşlardan bilgi alınmakta, varsa sorun ve beklentileri dinlenmekte, sahada inceleme ve gözlem yapmak suretiyle mevcut durum belirlenmekte, kanuni düzenleme ve iyileştirme yapılması gereken sorunlar tespit edilmekte, gelişmiş ülkelerin politika ve uygulamalarıyla karşılaştırılmaktadır. Raporlar özel, kamu ve sivil toplum kuruluşlarınca alınması gereken tedbirleri ortaya koyarak hem yürütme hem de yasama sürecine yol göstermeyi hedeflemektedir.

Şimdiye kadar değişik isimler altında kurulan komisyonlara ait bilgiler kuruluş tarihi, komisyon adı, hangi depremden sonra kurulduğu, üye sayısı, rapor teslim tarihi ve raporun sayfa sayısı bilgilerini içerecek şekilde Çizelge 1’de verilmiştir.

6 Eylül 1975 tarihinde Diyarbakır’ın Lice, Hani, Kulp ilçelerinde, 24 Kasım 1976 tarihinde Van ilinin Muradiye, Çaldıran ilçeleri ve yörelerinde ve son olarak 25 Mart 1977’de Elazığ’ın Palu ilçesinde meydana gelen depremler binlerce insanın hayatını yitirmesine ve büyük hasarların ortaya çıkmasına neden olmuştur. Depremzedelerin kışı ağır şartlar altında ıstıraplı bir şekilde geçirmesi ve bu kışta aynı ıstırap ve acıları yaşamaması, durumun yerinde incelenmesi ve gereken önlemlerin alınması amacıyla Çizelge 1’de kronolojik sırayla verilen komisyonlara ilave olarak; 28 Aralık 1977 Çarşamba günü Meclisin 83’üncü birleşimi toplantısında 15 Üyeden oluşan “*Doğu İllerinde Meydana Gelen Deprem Hakkında Kurulan Meclis Araştırması Komisyonu*” kurulmuştur. 25 Mart 1975 Susuz-Kars depremi (M 5,1), 6 Eylül 1975 Lice-Hani-

Kulp depremi (M 6,9), 24 Kasım 1976 Çaldıran-Muradiye Depremi (M 7,2) ve 25 Mart 1977 Palu-Elazığ depremlerinden (M 5,2) sonra kurulmuş olan bu komisyon raporunu hazırlamadığı için hükümsüz sayılmıştır.

1962 Yılında Kurulan Meclis Araştırma Komisyonu

Komisyonun kurulmasına, 7 Eylül 1962 Cuma günü Meclisin 113. Birleşiminde karar verilmiştir. Komisyonun adı “*Kars Vilayetinin Iğdır İlçesinde 5 Eylül 1962 tarihinde vuku bulan deprem dolayısıyla kurulan Meclis Araştırma Komisyonu*” olarak belirlenmiştir. 10 Eylül 1962 Pazartesi günü yapılan Meclisin 114. Birleşiminde de komisyon üyeleri seçilmiştir. Mahallinde tetkik yapmak ve Millet Meclisinin geçmiş olsun dileklerini Iğdır halkına ulaştırmak amacıyla kurulan komisyon 12 Eylül tarihinde Iğdır’a ulaşmıştır. Bir gece çadırda kalarak hem incelenmelerde bulunmuş hem de halkın sorunları ile ilgilenmişlerdir. Beş üyeden oluşan bu komisyon sekiz madde ve iki sayfadaki bir rapor hazırlamıştır. İleride şehircilik bakımından bir hataya düşülmemesi için iyi bir şehir planına ihtiyaç olduğu, Iğdır’da bulunan evlerin %40-50 kadarının hasara uğraması nedeniyle halkın moralinin çok kötü olduğu hükümetimizin göstereceği yakın ilginin halkın moralinin düzelmesine çok yardımcı olacağı, deprem dolayısıyla halkın 7500 çadıra ihtiyaç duyduğu bunların 3071 kadarının İmar ve İskân Bakanlığı ve Kızılay tarafından karşılandığı ve geriye kalan eksik çadır ihtiyacının da bir an önce giderilmesi gerektiği, banka alacaklarının bazılarında kolaylık sağlanması, memurların konut ihtiyacı için bakanlıklar tarafından baraka yaptırılması, ortaokul ihtiyacı, ilkokulların durumu, tarım mahsullerinin satın alınması, tesis kredilerinin yenilenmesi, memurlara avans verilmesi, hastane ve personel ihtiyaç ve durumu, emniyet ve asayişin takviyesi gibi çeşitli talep ve şikâyetlerin yetkililere ulaştırıldığı belirtilmiştir. Komisyon üyeleri tarafından hazırlanmış olan rapor 5 Aralık 1962 tarihinde TBMM on üçüncü Birleşiminde görüşülerek kabul edilmiştir.

Çizelge 1. TBMM deprem araştırma komisyonları

Table 1. Earthquake Research Commissions of Grand National Assembly of Türkiye

Kuruluş Tarihi	Komisyonun Adı	Hangi Depremden Sonra Kurulduğu	Üye Sayısı	Rapor Teslim Tarihi	Rapor Sayfa Sayısı
7 Eylül 1962	Kars Vilayeti'nin Iğdır İlçesinde 5 Eylül 1962 tarihinde vuku bulan deprem dolayısıyla kurulan Meclis Araştırma Komisyonu	5 Eylül 1962 Iğdır Kars Depremi	5 üye	5 Aralık 1962	2 sayfa
18 Kasım 1966	Deprem Bölgesindeki Genel Durum Hakkında Meclis Araştırması Komisyonu	19 Ağustos 1966 Doğu (Varto-Muş) Depremi	17 üye	25 Nisan 1967	67 sayfa
21 Ocak 1997	Doğal Afetlerde Meydana Gelen Can ve Mal Kaybını En Aza İndirmek İçin Alınması Gereken Tedbirlerin Belirlenmesi Amacıyla Kurulan Meclis Araştırma Komisyonu	10 Temmuz 1995 İkitelli-İstanbul, 14 Temmuz 1995 Senirkent-Isparta, 1 Ekim 1995 Dinar Depremi, 2 Kasım 1995 ve 7 Ocak 1997 İzmir'de meydana gelen Sel Felaketleri	9 üye	20 Haziran 1997	31 sayfa
23 Ağustos 1999	Ülkemizde Meydana Gelen Deprem Felaketi Konusunda Yapılan Çalışmaların Tüm Yönleriyle İncelenerek Alınması Gereken Tedbirlerin Belirlenmesi Amacıyla Kurulan Meclis Araştırması Komisyonu	17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Depremi	13 üye	22 Şubat 2000	50 sayfa
12 Ocak 2010	Deprem Riskinin Araştırılarak Deprem Yönetiminde Alınması Gereken Önlemlerin Belirlenmesi Amacıyla Kurulan Meclis Araştırması Komisyonu	İstanbul başta olmak üzere ülkemizin deprem riskinin ve buna bağlı olarak alınacak tedbirlerin belirlenmesi konusunda	16 üye	7 Nisan 2011	154 sayfa
5 Kasım 2020	Depreme Karşı Alınabilecek Önlemlerin ve Depremlerin Zararlarının En Aza İndirilmesi İçin Alınması Gereken Tedbirlerin Belirlenmesi Amacıyla Kurulan Meclis Araştırması Komisyonu	24 Ocak 2020 Sivrice-Elazığ ve 30 Ekim 2020 İzmir Depremi	22 üye	16 Temmuz 2021	524 sayfa
3 Mart 2023	Kahramanmaraş Merkezli Depremlerin Sonuçlarının Tüm Yönleriyle Araştırılması, Depreme Dirençli Yapı Stokunun Oluşturulması ve Kentsel Dönüşüm Uygulamalarının Etkinliğinin Artırılması İçin Alınması Gereken Tedbirlerin Belirlenmesi Amacıyla Kurulan Bir Meclis Araştırma Komisyonu	6 Şubat 2023 Pazarcık-Kahramanmaraş (Mw 7.7) ve Ekinözü-Kahramanmaraş (Mw 7.6) Depremleri	21 üye	27 Nisan 2023	912 sayfa

1966 Doğu Depremi Millet Meclisi Araştırma Komisyonu

18 Kasım 1966 Cuma günü Meclis'in 7. Birleşim toplantısında araştırmakomisyonunun kurulmasına karar verilmiştir. Komisyonun adı "*Deprem Bölgesindeki Genel Durum Hakkında Meclis Araştırması Komisyonu*" olarak belirlenmiştir. Komisyonun amacı; 19 Ağustos 1966 tarihinde meydana gelen Varto-Muş depremi nedeniyle hasara uğramış yerleri yerinde inceleyerek, eksikleri tespit etmek ve alınacak önlemleri bir an önce belirleyerek yerine getirilmesini sağlamaktır. 25 Kasım 1966 Cuma günü yapılan 10. Birleşim toplantısında 17 komisyon üyesinin seçimi yapılmıştır. Komisyon ilk olarak 1 Aralık 1966 tarihinde toplanmıştır. Heyet 7 Aralık 1966 tarihinde Ankara'dan Malatya'ya uçakla ve aynı gün karayolu ile Elazığ'a gitmiştir. Elazığ'da bir gece kaldıktan sonra Bingöl ve Karlıova'ya geçerek incelemelerde bulunmuştur. Oradan Muş ve Solhan'a hareket ederek hem bu yerlerde hem de güzergâh boyunca gözlemler yapmıştır. Sonrasında Varto'ya hareket ve güzergâh boyunca inceleme, Hınıs'a hareket ve güzergâh boyunca inceleme, Tekman'a hareket ve güzergâh boyunca inceleme, Erzurum'a hareket ve güzergâh boyunca inceleme, Çat'a hareket ve güzergâh boyunca inceleme yapmışlardır. Çalışmalarını tamamladıktan sonra Erzurum'dan Ankara'ya dönmüşlerdir. Komisyon raporunu 25 Nisan 1967 tarihinde TBMM Başkanlığına teslim etmiştir. Komisyondan 7 üye rapora ek olarak 23 sayfalık muhalefet şerhi yazmıştır. Alt komisyon raporu 1 üyenin muhalefet şerhi ile birlikte 10 sayfadır. Komisyonun nihai raporu, şerhler ve alt komisyon raporu ile birlikte toplam 67 sayfadır. Rapor 21 Haziran 1967 Çarşamba günü Meclisin 122. Birleşiminde görüşülerek kabul edilmiştir.

Deprem Araştırma Alt Komisyonu: Komisyonun 19 Ocak 1967 tarihli toplantısında; Adana, Mersin, Hatay, Kayseri, Ankara ve

Eskişehir illerinde geçici olarak iskân edilmiş olan doğu deprem felâketzedelerinin durumlarını yerinde incelemek üzere 4 milletvekilinden oluşan bir alt komisyon kurulmuştur. Alt komisyon aynı gün toplanarak başkanını seçmiş ve seyahat programını belirlemiştir. Bu alt komisyon 2 Şubat 1967 günü uçakla Adana'ya giderek incelemeye buradan başlamış sonra sırasıyla 11 Şubat 1967 gününe kadar Hatay, Mersin, Eskişehir illerindeki depremedelerin geçici iskân durumlarını incelemiştir. Alt komisyon üyeleri, Ankara ve Kayseri illerinde incelemeye gerek kalmadığı kararına vararak raporunu hazırlamıştır.

Deprem Araştırma Komisyon raporunda yardımların tam yerine ulaşmaması ve ilk yardımda yaşanan keşmekeş, iç ve dış yardımlar, hasar tespiti, para yardımı, barakalar, yolların tamiri, hayvan ve ürünlerin değerlendirilmesi, başka yerlerde ve illerde geçici olarak iskân edilen ailelere yardım, Avrupa'ya işçi gönderilmesi ve devamlı iskân ile ilgili çalışmalar yapılmış ve ilgili kurum ve kuruluşlardan deprem bölgesinde yaptıkları çalışmalar hakkında bilgileri aldıktan sonra raporunu tamamlamıştır. Bingöl, Muş ve Erzurum'da yaşayan depremedelerin birçok sorunla karşılaştığı tespit edilmiştir.

1997 Meclis Afet Araştırma Komisyonu

Komisyon 21 Ocak 1997 Salı günü Meclisin 48 inci Birleşiminde alınan karar gereğince doğa kaynaklı afetlerde meydana gelen can ve mal kaybını en aza indirmek için alınması gereken tedbirlerin belirlenmesi amacıyla kurulmuştur. Komisyonun adı "*Doğal Afetlerde Meydana Gelen Can ve Mal Kaybını En Aza İndirmek İçin Alınması Gereken Tedbirlerin Belirlenmesi Amacıyla Kurulan Meclis Araştırma Komisyonu*" şeklinde belirlenmiştir. Komisyon çalışmalarına 4 Şubat 1997 tarihinde başlamıştır. Komisyon raporu 25 Kasım 1997 tarihinde mecliste görüşülerek kabul edilmiştir.

Komisyon çalışmalarını komisyon toplantıları, iki Genel Müdürlükten alınan brifing, bazı Valiliklerden ve Kuruluşlardan gelen raporların incelenmesi, son yıllarda büyük afetlere maruz kalan bazı il ve ilçelerde görüşme ve inceleme gezileri şeklinde yürütmüştür. Hazırladıkları raporda;

- Afet konusunda her kademedede eğitime ağırlık verilmesi,
- Ülkemizde konut ve yapı üretenlerin afet tehlikesinin bilincinde olmalarının sağlanması,
- Köylere kadar uzanan yapı ustaları eğitimi,
- Afet olduğu zaman harekete geçen kurumların koordinasyonunda kalıcı bir yapının sağlanması,
- Yerel Yönetimlerin imar planı yaparken jeolojik, hidrolojik ve jeofizik raporları mutlaka dikkate almalarının sağlanması,
- Sel yatakları veya heyelanlı sahalarda inşaata izin verildiği veya göz yumulduğu, yasalara aykırı bu uygulamaların mutlaka önlenmesi,
- Yapı sigortasının gündeme gelmesi,
- Belediyelerin onayladıkları proje ve hesaplardan sorumlu olmadığı, mesuliyetin projeyi yapan mühendiste olduğu, onaylayan makamlara da sorumluluk getirilmesi,
- Yerleşim planlarında çok ciddi tedbirlerin alınması ve sakıncalı yerlerde planlamaya kesinlikle izin verilmemesi,
- İmar planlarını yapma ve onaylama yetkisinin belediyelerde olduğu, belediyelerin mesuliyetlerinin bilincinde olmaları gerektiği,
- Deprem bölgesi olan ülkemizde, depremle iç içe yaşamayı öğrenmemiz ve gerekli tedbirleri almamız gerektiği,
- Okul, medya, askeri birliklerde bu konuda eğitime gerek olduğu,

- Üniversitelerin mimar, mühendis, şehir plancısı yetiştiren bölümlerine afet ve deprem ile ilgili derslerin konulması,
- Münferit afetlerle ilgili yardımların mahalli idarelere bırakılabileceği ve bu arada kendilerine bir kısım gelir sağlanabileceği,
- Yapılarda kalite kontrol ve afet sigortası konularının yasallaşması,

gibi birçok öneri getirilmiştir.

1999 Meclis Deprem Araştırma Komisyonu

17 Ağustos 1999 tarihinde meydana gelen İzmit Körfezi depreminden sonra çok sayıda milletvekili tarafından verilen önergeler doğrultusunda Komisyon kurulması teklifleri; Türkiye Büyük Millet Meclisi Genel Kurulunun 27 Ağustos 1999 tarihli 59'uncu birleşiminde görüşülerek kabul edilmiştir. Komisyonun amacı; 17 Ağustos 1999 tarihinde meydana gelen deprem felaketi sonrasında yapılan çalışmaları tüm yönleri ile incelemek ve alınması gereken tedbirleri belirlemektir. Aynı birleşimde komisyonun 13 üyeden oluşmasına ve 3 aylık görev süresinin Başkan, Başkanvekili, sözcü ve kâtip üye seçimini takiben başlaması ve gerektiğinde Ankara dışında da çalışma yapması kararlaştırılmıştır. Konunun önemi açısından komisyon üyeleri aynı gün toplanarak Başkan, Başkanvekili, sözcü ve kâtip üye seçimini yaparak çalışmalarına başlamıştır. Komisyonun adı "Ülkemizde Meydana Gelen Deprem Felaketi Konusunda Yapılan Çalışmaların Tüm Yönleriyle İncelenerek Alınması Gereken Tedbirlerin Belirlenmesi Amacıyla Kurulan Meclis Araştırması Komisyonu" şeklinde belirlenmiştir. Komisyon deprem bölgesinde yaşananları yerinde görmek üzere 2 Eylül 1999 tarihinde başlayan ve iki gün süren bir gezi düzenlemiştir. Böylece komisyon üyeleri; Bolu, Düzce, Gölyaka, Sakarya, Kocaeli, Gölcük, Yalova ve İstanbul Avcılar'ın, deprem sonrasındaki durumunu

bizzat yerinde incelemek ve kriz masalarının çalışmalarını gözlemek fırsatını bulmuştur. Komisyon üyeleri gezi sonrasında bölgede yaşanan felaketin üzerinden yaklaşık iki hafta gibi bir süre geçmiş olmasına rağmen Kriz masalarının deprem şokundan kurtulamadıklarını gördüklerini belirtmiştir. Ayrıca, geçmişte yaşanan depremlere rağmen; imar planlarında yanlış yer seçimi, alüvyon arazilerin gerekli zemin etütleri yapılmadan imara açılması, yapılaşma sürecinde deprem şartlarına uyulmaması, siyasi ve rant kaygılarından kaynaklanan yoğunluk artışı, gereğinden fazla kat yapımına izin verilmesi, ya da kaçak yapılan binalara imar affı ile ruhsat verilmesi sonucunda bölgede ağır hasar ve can kaybının meydana geldiğinin görüldüğünü ifade etmişlerdir. Daha sonra 15-16 Eylül 1999 tarihleri arasında iki günlük ikinci inceleme gezisi düzenlenmiştir. Bu gezide komisyon üyeleri yerel yöneticileri, sivil toplum örgütlerini ve yöre halkını dinleme fırsatını bulmuştur. Bu inceleme sırasında Donanma Komutanlığı ve TÜPRAŞ Genel Müdüründen de bilgi alınmıştır. Komisyon daha sonra 29 Eylül 1999 tarihinde sadece Sakarya ve Gölcük'ü kapsayan bir inceleme gezisi daha yapmıştır. Yardım, kurtarma ve iskân çalışmaları açısından, geçmişte yaşanan benzer felaketler sonrasında nelerin yapıldığını ve ne gibi zorluklarla karşılaşıldığını araştırmak üzere dört alt komisyon kurulmuştur. Alt komisyonlar yaptıkları araştırmalar ve inceleme gezileri ışığında çalışmalarını tamamlayarak komisyona sunmuştur. Ayrıca deprem bölgesindeki gelişmeleri izleyebilmek için görev bölümü yapılmış ve depremden etkilenen her il için ayrı görevli üyeler belirlenmiştir. Böylece yapılan çalışma ve gelişmelerin eksiksiz bir şekilde takip edilmesi sağlanmaya çalışılmıştır. Komisyon çalışmalarının sürdüğü sırada, 12 Kasım 1999 Cuma günü saat 18:57'de, Mw 7,2 büyüklüğünde Kaynaşlı-Düzce depremi meydana gelmiştir. Komisyon üyeleri durumu yerinde incelemek

amacıyla 21 Kasım 1999 Pazar günü ikinci depremden etkilenen bölgeye gitmiş ve durumu yerinde incelemiştir. Komisyon ayrıca gerek nüfus yoğunluğu, gerek sanayimizin büyük ölçüde bu illerde yer alması nedeni ile İstanbul, İzmir, Bursa ve Eskişehir illerine özel ilgi göstererek bu illerin olası bir afete karşı ne derece hazırlıklı olduğunu tespit etmeye çalışmıştır.

Komisyon, değişik tarihlerde deprem bölgesine yapmış olduğu inceleme gezilerinde bölgedeki yetkililer, depremzedeler ve bölge sivil toplum örgütleri temsilcileri ile görüşmeler yapmıştır. Komisyon bunun dışında mecliste yapmış olduğu toplantılarda, kamu idaresinin ilgili kuruluşlarının temsilcilerini, üniversitelerden bilim insanlarını, sivil toplum örgütlerinin temsilcilerini, depremde gönüllü olarak faaliyet gösteren amatör kuruluşların temsilcilerini dinleyerek onların bilgisine başvurmuştur. Ayrıca kendisine ulaşan her türlü doküman üzerinde de inceleme ve değerlendirme yapmıştır.

Komisyon raporu başlangıç, komisyonun kuruluşu, komisyon çalışma süresi, genel bilgiler, komisyon çalışmaları, değerlendirme ve öneriler şeklinde 7 ana başlıktan oluşmuştur. Raporda;

- Yeni bir deprem politikası oluşturulmalı devlet politikası olarak uygulanmalıdır.
- Bilimsel çalışmaları koordine etmekle sorumlu bir "Deprem Araştırma Kurulu" oluşturulmalıdır. Bu kurul aynı zamanda ulusal deprem politikalarının tespiti için çalışmalar yapmalıdır. Uygun görüldüğünde Uluslararası Afet Bilgi Sistemlerinden yararlanabilecek bir "Ulusal Afet Bilgi Sistemi" kurulmalıdır.
- Afet yönetim sistemine doğrudan veya dolaylı olarak katkı sağlayan kuruluşlar arasında koordinasyon sağlanması çok önemli bir husustur. Etkin bir koordinasyon sağlanabilmesi için Afet İşleri Genel

Müdürlüğü, Sivil Savunma Genel Müdürlüğü ve Deprem Araştırma Kurulu, Başbakanlığa bağlı bir Müsteşarlık, Başkanlık ya da bir Bakanlık şeklinde yeni bir idari yapıya kavuşturulmalıdır.

- Gecekondulaşma ve kaçak yapılaşmayı teşvik eden imar affi politikasından kesinlikle vazgeçilmelidir.
- Yapı sigortası sistemi yasal düzenlemeleri yapılarak süratle uygulamaya başlanmalıdır.
- Belediyelerdeki itfaiye teşkilatları bir afet anında kurtarma ve ilk yardım yapacak şekilde yeniden örgütlenmeli, donatılmalı ve eğitilmelidir.
- Afet riski yüksek olan bölgelerden başlamak üzere mevcut yapı ve altyapıların afetler olmadan önce güçlendirilmesi ve yenilenmesi çalışmalarına kamu binalarından başlayarak önem ve öncelik verilmeli ve bu amaç için yeterli iç ve dış kaynaklar bulunarak özel bir uygulama projesi hazırlanmalıdır.
- Kentlerimiz için hazırlanan deprem senaryoları geliştirilmelidir.

şeklinde özetlenebilecek deprem öncesi ve esnasında yapılabilecek otuz dokuz öneri getirilmiştir. 1999 Depremi Meclis Araştırma Komisyonu raporunda bulunan 39 temel önerinin yarısına yakın kısmı uygulanmış durumdadır (Denge ve Denetleme Ağı, 2023).

2010 Meclis Deprem Araştırma Komisyonu

Ülkemizin deprem riskinin ve buna bağlı olarak alınacak tedbirlerin belirlenmesi konusunda çeşitli partilere mensup milletvekilleri tarafından meclis araştırması komisyonu kurulmasına dair verilen önergeler doğrultusunda 12 Ocak 2010 tarihli TBMM'nin 46. Birleşiminde 953 sayılı TBMM Kararı ile 16 üyeden oluşan "*Deprem Riskinin Araştırılarak Deprem Yönetiminde*

Alınması Gereken Önlemlerin Belirlenmesi Amacıyla Kurulan Meclis Araştırma Komisyonu" kurulmuştur. Komisyonun kurulmasına ilişkin karar 20 Ocak 2010 tarih ve 27468 sayılı Resmi Gazetede yayımlanmıştır. Komisyonun amacı; Türkiye'nin deprem riskini araştırmak ve deprem yönetiminde alınması gereken önlemleri belirlemektir. Komisyonun kurulmasından sonra 28 Ocak 2010 tarihinde Komisyona üye seçimi yapılmış ve bu Karar 4 Şubat 2010 tarihli Resmi Gazetede yayımlanmıştır. Komisyon ilk toplantısını 28 Ocak 2010 tarihinde yapmıştır. Komisyon gerek kendi üyeleri ile gerekse konuyla ilgili katılımcılarla oniki toplantı gerçekleştirmiştir. Bu toplantılara bakanlıklar başta olmak üzere bazı kamu kurumları, belediyeler, üniversiteler ve meslek odaları dahil konuyla ilgili elli üç birim davet edilmiş ve bu toplantılarda 100'den fazla kişinin bilgisine başvurulmuştur. Ayrıca komisyon yerinde incelemeler yapmak üzere sırasıyla İstanbul, Kocaeli, Yalova, Bolu, Düzce, Sakarya, Eskişehir ve Bursa'da incelemelerde bulunmuştur. Bu incelemelerde, valilikler ve belediyeler başta olmak üzere adı geçen illerdeki meslek odaları, üniversiteler ve sivil toplum kuruluşlarının da katıldığı toplantılar düzenlenmiştir. Komisyon ayrıca çeşitli kamu kurum ve kuruluşları ile meslek odalarından gelen bilgileri de değerlendirmiştir.

Komisyon raporunun ilk bölümünde, komisyonun kuruluşu ve yapmış olduğu çalışmalar genel bir şekilde özetlenmiştir. İkinci bölümde 1999 yılında yaşanmış olan depremlerden raporun yazıldığı tarihe kadar yapılan zarar azaltma ve iyileştirme çalışmaları üzerinde durulmuştur. Raporun üçüncü bölümünde ilk iki bölümde verilen bilgilerin analizi ile depremle ilgili çözülmesi gereken sorunlar tespit edilmiştir. Dördüncü bölümde ise deprem özellikli olarak, afet politikasının Komisyon tarafından benimsenen genel teorik çerçevesi çizilmiş ve son bölümde yer alan çözüm önerilerinin hayata geçirilmesinde kullanılacak

uygulama araçları belirtilmiştir. Raporun son bölümünde de komisyonun geliştirmiş olduğu önerilere yer verilmiştir. Raporda; eğitim konuları, araştırma faaliyetleri ve akademik ortam, deprem bilgi altyapısı, risklerin belirlenmesi, kurumsal yapılanma, planlama konuları, yapı envanter çalışmaları, mevcut yapıların güçlendirilmesi ve rehabilitasyonu, tarihi ve kültürel varlıkların afet zararlarından korunması, yapım konuları, hasar tespit çalışmaları, mesleki konular, denetim konuları, finansman, medyanın performansı, koordinasyon etkinliği, sağlık konuları, mevzuat konuları gibi konularda öneriler getirilmiştir. 2010 yılı raporunda en çok yapı denetim sisteminin yer aldığı, bunu sırasıyla basın-medya ve deprem sigortası konularının takip ettiği görülmüştür (Bozkurt ve Çiçekdağı, 2022).

2020 Meclis Deprem Araştırma Komisyonu

30 Ekim 2020 tarihinde Sisam (Samos) adasının kuzeyinde Kuşadası Körfezinde İzmir kent merkezinden yaklaşık 70 km uzaklıkta Sisam Fayı üzerinde meydana gelen ve 117 vatandaşımızın hayatını yitirmesine neden olan Mw 6,6 büyüklüğündeki depremin ardından TBMM Genel Kurulunun 03.11.2020 tarihli 11'inci birleşiminde *“Depreme Karşı Alınabilecek Önlemlerin ve Depremlerin Zararlarının En Aza İndirilmesi İçin Alınması Gereken Tedbirlerin Belirlenmesi Amacıyla Kurulan Meclis Araştırması Komisyonu”* isimli ve 22 üyeden oluşan bir Meclis Araştırma Komisyonu kurulmasına karar verilmiştir. Bu karar 5 Kasım 2020 tarihinde Resmi Gazetede yayınlanmıştır. Komisyonun amacı; depreme karşı alınabilecek önlemleri ve depremlerin zararlarını en aza indirebilmek için alınması gereken tedbirleri belirlemektir. Kararın Resmi Gazetede yayınlanmasını takiben 10 Kasım 2023 tarihinde yapılan ilk toplantıda Başkan, Başkanvekili, Sözcü ve Kâtip üye seçimi yapılmıştır. Bu alınan kararların 13 Kasım 2020 tarihli Resmi Gazetede

yayınlanması ile komisyon çalışmalarına başlamıştır. Komisyon çalışma süreci boyunca 18 toplantı yapmış, Elazığ ve İzmir’de incelenmelerde bulunmuştur (Genç, 2021). 17 Mart 2021 tarihinde İçişleri Bakanlığı Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) Merkez Kampüsü incelemesi ile çalışmalarını sonlandırmıştır. Komisyon kamu kurum ve kuruluşları, akademisyen, meslek odaları, belediyeler, özel sektör ve sivil toplum örgütlerinin temsilcisi olan 98 kişiyi dinlemiştir. Komisyon yoğun çalışmalardan sonra raporunu tamamlayarak 16 Temmuz 2021 tarihinde TBMM Meclis Başkanına sunmuştur. Rapor TBMM web sayfası aracılığı ile kamuoyu ile paylaşılmıştır. Komisyon raporu; Türkiye’nin Depremselliği İle Hukuki ve Kurumsal Yapılanması, Deprem Risk ve Zararlarını Azaltma Çalışmaları, Deprem Risk ve Zararlarının Azaltılmasına İlişkin Öncelikler ve Sonuç ve Öneriler olmak üzere 4 ana bölümden oluşmaktadır. Rapor toplam 524 sayfadan oluşmaktadır. Raporun dördüncü ve son bölümünde deprem risk ve zararlarının azaltılması ve deprem konusunda ülkemizde her alanda alınması elzem tedbirlere dair 268 öneri yapılmıştır. Bu 268 öneri, konu ve alanlarına uygun olacak şekilde sınıflandırılmış ve 11 başlık altında toplanmıştır. Bu başlıklar sırası ile deprem bilgi sistemine ilişkin öneriler, risklerin belirlenmesine ilişkin öneriler, yer bilimsel etütler ve planlamaya ilişkin öneriler, yapı güvenliğine ilişkin öneriler, imar, denetim ve yapı kullanımına ilişkin öneriler, kentsel dönüşüme ilişkin öneriler, mevzuata ilişkin öneriler, uygulama, izleme ve denetim sistemine ilişkin öneriler, finansman yönetimine ilişkin öneriler, toplumsal farkındalığa ilişkin öneriler ve deprem sonrasına ilişkin öneriler şeklindedir. Raporda hem çok önemli tespitlere hem de birçok çözüm önerisine yer verilmiştir. Bu komisyon tarafından hazırlanan raporda en fazla yer bulan konu kentsel dönüşüm konusu olmuştur. Bunu sırası ile yapı denetim sistemi, toplanma alanı, hasar tespit çalışmaları, mikro bölgeleme ve

erken uyarı sistemleri gibi konularının takip ettiği görülmüştür (Bozkurt ve Çiçekdağı, 2022).

2023 Meclis Deprem Araştırma Komisyonu

6 Şubat 2023 tarihinde saat 04:17’de meydana gelen ve büyüklüğü Mw 7,7 olan Pazarcık-Kahramanmaraş ve yine aynı gün birinci depremden dokuz saat sonra saat 13:24’de meydana gelen ve büyüklüğü Mw 7,6 olan Ekinözü-Kahramanmaraş depremlerinin ardından TBMM Genel Kurulunun 02.03.2023 tarihli 68’inci birleşiminde 21 üyeden oluşan bir Meclis Araştırma Komisyonu kurulmasına karar verilmiştir. Komisyonun adı, “*Kahramanmaraş Merkezli Depremlerin Sonuçlarının Tüm Yönleriyle Araştırılması, Depreme Dirençli Yapı Stokunun Oluşturulması ve Kentsel Dönüşüm Uygulamalarının Etkinliğinin Artırılması İçin Alınması Gereken Tedbirlerin Belirlenmesi Amacıyla Bir Meclis Araştırma Komisyonu*” olarak belirlenmiş ve 3 Mart 2023 tarihli Resmi Gazetede yayınlanarak yürürlüğe girmiştir. Sonrasında Genel Kurulun 09.03.2023 tarihli 71’inci Birleşiminde yapılan seçimde komisyon üyeleri, 14 Mart 2023 tarihinde yapılan komisyon toplantısında Başkan, Başkanvekili, Sözcü ve Kâtip üyelikleri seçimi yapılmış ve çalışmalarına başlamıştır. Komisyonun amacı; Kahramanmaraş merkezli depremlerin sonuçlarını tüm yönleri ile araştırmak, depreme dirençli yapı stokunu oluşturmak, kentsel dönüşüm uygulamalarının etkinliğini artırmak ve alınması gereken tedbirleri belirlemektir. Depremler nedeniyle elli binden fazla insan hayatını yitirmiş, yüz on beş bin civarında kişi yaralanmış ve yüz milyar dolardan fazla ekonomik kayıp meydana gelmiştir (T.C. Cumhurbaşkanlığı, 2023). Meclis Deprem Araştırma Komisyonu çalışma süreci boyunca 13 toplantı yapmış, ilgili kurum yetkilileri, STK temsilcileri ve akademisyenlerden oluşan 186 kişiyi dinlemiştir. Komisyon çalışmalarında ve

rapor yazımında yararlanmak amacıyla ilgili kurum, kuruluş ve akademisyenlerden 77 adet bilgi notu/rapor temin etmiştir. Komisyon yoğun çalışma ve toplantılardan sonra raporunu tamamlamış ve 27 Nisan 2023 tarihinde TBMM Meclis Başkanına sunmuştur. Rapor TBMM web sayfası aracılığı ile kamuoyu ile paylaşılmıştır. Komisyon raporu; Kahramanmaraş Merkezli Depremler, Türkiye’nin Deprem Hususunda Hukuki ve Kurumsal Yapılanması, Türkiye’nin Mevcut Yapı Stoku ve Depreme Dirençli Şehirlerin Teşkili, Kentsel Dönüşüm Uygulamalarının Etkinliğinin Artırılması, Afet Yönetim Sistemi ve Netice ve Tavsiyeler olmak üzere altı ana bölümden oluşmaktadır. Rapor toplam 912 sayfadır.

Raporun birinci bölümünde 6 Şubat 2023 tarihinde dokuz saat ara ile ardı ardına meydana gelen Pazarcık (Kahramanmaraş) ve Ekinözü (Kahramanmaraş) depremleri detaylı bir şekilde incelenmiş ve bütün yönleriyle ele alınmıştır. Deprem bölgesinin zemin özelliklerinden depremlerin ekonomik boyutuna kadar, arama kurtarma çalışmalarından deprem sırası ve sonrası yürütülen müdahale ve iyileştirme faaliyetlerine kadar, çadır ve konteyner kentlerden kalıcı konutların inşasına, depremin sosyolojik ve psikolojik açıdan değerlendirilmesine kadar bütün detaylara raporun bu bölümünde yer verilmiştir. İkinci bölümde ise ülkemizin depremler konusundaki hukuki ve kurumsal yapısı ele alınmış, ulusal ve uluslararası mevzuat, merkezi ve yerel düzeyde kurumsal yapılanmanın nasıl olduğu ortaya konulmuştur. Raporun üçüncü bölümünde deprem bilgi altyapısının geliştirilmesi ile deprem tehlike analizleri ve haritalanması, güvenli yerleşmelere yönelik yer bilimi etütleri ve mekânsal planlama, mevcut yapı stoku ve durumu gibi konular etrafıca ele alınarak depreme dirençli şehirlerin kurulması için gerekenler sıralanmıştır. Dördüncü bölümde kentsel dönüşüm uygulamalarının etkinliğinin artırılması, beşinci bölümde ise afet yönetimi sistemi, yardıma

gelen gönüllülerin sevk ve idaresi, malzemelerin dağıtımında planlama ve optimizasyon konuları ele alınmıştır. Teklif ve tavsiyeler hukuki ve mevzuat düzenlemesi gerektiren hususlar, kurum ve kuruluşlarca yapılması gereken düzenlemeler şeklinde iki ana başlık altında ortaya konulmuştur. Her bir teklif ve tavsiyeden doğrudan sorumlu kurum ve kuruluş ile ilgili kurum ve kuruluşlar belirlenmiştir.

Raporun altıncı ve son bölümünde Kahramanmaraş depremleri başta olmak üzere genel olarak depremlerin afete dönüşmemesi için gerekli tespitler yapılmış, bu tespitlere göre teklif ve tavsiyeler geliştirilmiştir. Teklif ve tavsiyeler hukuki ve mevzuat düzenlemesi gerektiren hususlar ve kurum ve kuruluşlarca yapılması gereken düzenlemelere dair 118 tespit yapılmış ve bu tespitlerle ilgili ayrı ayrı çözüm önerileri getirilmiş, sorumlu ve ilgili kurum ve kuruluşlar belirlenmiştir. Bu 118 tespitin her biri için ayrı ayrı çok sayıda çözüm teklifleri önerilmiştir. Teklif edilen konu ve çözüm önerilerinden sorumlu olacak ilgili kurum kuruluşlarda ayrıca tek tek belirlenmiştir.

TBMM Cumhuriyet Senatosu Deprem Araştırma Komisyonları

Türkiye 1961 Anayasası ile birlikte birçok yeni kurumla tanışmıştır. Bunlardan biri de Osmanlı Ayan Meclisine benzeyen 1961-1980 yılları arasında TBMM'nin ikinci bir kanadı olan Cumhuriyet Senatosudur. Cumhuriyet Senatosu Milli Birlik Komitesi üyeleri, cumhurbaşkanının seçtiği üyeler ve genel oyla seçilen üyelerden oluşan bir yasama meclisidir. Bu meclisin başlıca görevleri, iktidara gelen hükümetlerin icraatlarını denetlemek, bir denge unsuru olmak ve aşırılıklara karşı bir fren mekanizması oluşturmaktır. Bunun yanında toplumsal sorunların çözümünde önemli bir rol üstleneceği varsayılmıştır. 1961-1980

arası dönemde 19 yasama yılı görev yapan Senato kendisinden bekleneni veremediğinden 1982 Anayasası'nın yürürlüğe girmesiyle de kapanmıştır. Şimdiye kadar değişik isimler altında Cumhuriyet Senatosunda kurulan komisyonlara ait bilgiler kuruluş tarihi, komisyon adı, hangi depremden sonra kurulduğu, üye sayısı, rapor teslim tarihi ve raporun sayfa sayısı bilgilerini içerecek şekilde Çizelge 2'de verilmiştir.

Yukarıda sıralanan komisyonların yanı sıra Cumhuriyet Senatosu tarafından 6 Eylül 1975 ve 20 Nisan 1976 tarihlerinde Lice-Diyarbakır'da meydana gelen deprem sonrasında "*Lice Depremi Hakkında Kurulan Senato Araştırma Komisyonu*" kurulmuştur. Fakat bu komisyon raporunu teslim etmediği için hükümsüz sayılmıştır.

Ayrıca 2 Mart 1978 tarihinde Cumhuriyet Senatosu tarafından 24 Kasım 1976'da meydana gelen Muradiye-Çaldıran-Van depreminden dört ay sonra "*Van-Muradiye-Çaldıran-Erciş Yörelerinde Meydana Gelen Deprem Hakkında Kurulan Senato Araştırma Komisyonu*" kurulmuştur. Fakat bu komisyonda raporunu teslim etmediği hükümsüz sayılmıştır.

SONUÇ ve ÖNERİLER

Günümüze kadar 1962, 1966, 1977, 1997, 1999, 2010, 2020 ve 2023 yıllarında TBMM'de sekiz kez, 1962, 1976, 1977 ve 1978 yıllarında Cumhuriyet Senatosunda dört kez olmak üzere 12 deprem araştırma komisyonu kurulmuştur. Bu komisyonlardan 1977 yılında TBMM'de ve 1976 ve 1978 yıllarında Cumhuriyet senatosunda kurulmuş olan komisyonlar raporlarını vermedikleri için hükümsüz sayılmıştır. Yani hükümsüz olan komisyonları çıkardığımızda şimdiye kadar dokuz deprem araştırma komisyonu faal olarak çalışmalarını tamamlamış ve raporlarını hazırlamıştır.

Çizelge 2. TBMM Cumhuriyet Senatosunda kurulan deprem araştırma komisyonları**Table 2.** Earthquake Research Commissions established in the Senate of the Turkish Grand National Assembly

Kuruluş Tarihi	Komisyonun Adı	Hangi Depremden Sonra Kurulduğu	Üye Sayısı	Rapor Teslim Tarihi	Rapor Sayfa Sayısı
6 Eylül 1962	Iğdır Bölgesinde Husule gelen zelzele felaketini mahallen tetkik etmek üzere	5 Eylül 1962 Iğdır Kars Depremi	3 üye	24 Eylül 1962	2 sayfa
20 Ocak 1977*	Deprem ve Depremle İlgili Yerleşim, Mesken, Ulaşım, Dağıtım, Depolama ve Afetler Fonu Hakkında Kurulan Cumhuriyet Senatosu Araştırma Komisyonu	6 Eylül 1975 Lice-Diyarbakır depremi	11 üye	21 Haziran 1978	30 sayfa

* Senato araştırma komisyonu Cumhuriyet Senatosu Genel Kurulunun 18.1.1977 tarihli 23'üncü Birleşimi ile yine Cumhuriyet Senatosu Genel Kurulunun 20.01.1977 tarihli 24'üncü birleşiminde kabul edilmiştir. Ancak 17.11.1977 tarihli 10'uncu oturumunda Başkan, Sözcü ve Katip üyesini seçerek görev yapacak duruma gelmiştir. Raporun dağıtılma ve görüşülme tarihleri arasındaki zaman farkı 283 gündür (Güzel, 2019).

Sayfa sayısı, içerik ve öneriler açısından komisyon raporlarını kıyasladığımızda 2023 raporunun 912 sayfa ve 118 öneriden, 2020 raporunun ise 524 sayfa ve 268 öneriden oluştuğu görülmüştür. Diğer raporların sayfa sayıları ve önerileri çok daha azdır. Buna göre içerik olarak en hacimli raporun dokuz yüz on iki sayfa ile 2023 yılındaki rapor, iki yüz altmış sekiz öneri ile de en fazla öneri getiren raporun 2020 yılındaki rapor olduğu görülmüştür.

2010 yılında kurulmuş olan komisyon hariç diğer bütün komisyonlar önemli ve hasar yapan bir depremden veya afetten sonra kurulmuştur.

Üye sayısı açısından değerlendirdiğimizde TBMM'de kurulmuş olan komisyonlardan 1962 yılında kurulan ve 5 üyeli komisyonun en az üyeye sahip olduğu, 22 üyeli 2020 tarihli komisyonunda en fazla üyeye sahip olan komisyon olduğu görülmüştür. Cumhuriyet senatosunda 1962 yılında kurulmuş olan ve üç üyeden oluşan komisyon ise bütün komisyonlar içinde en az üyeye sahip olan komisyondur.

Komisyon raporlarında birçok tespit ve önerinin yapılması kadar bunların takibinin yapılması, uygulanıp uygulanmadığının kontrol edilmesi de bir o kadar önemlidir. Önerilerin hayata

geçirilebilmesi için mutlaka yasal bağlayıcılığının da olması gerekir. Bu nedenle Meclis Deprem Araştırma Komisyonu raporlarında belirtilen görüş ve önerilerin uygulamaya geçebilmesi ve önerilen mevzuat değişikliklerinin yapılabilmesi için TBMM'ne de önemli görevler düşmektedir. Mecliste grubu bulunan bütün siyasi partilerin birlikte çalışarak ortaya koydukları raporlarda yapmış oldukları önerilerinin takipçisi olarak mevzuat düzenlemeleri ile ilgili önerilerini bir an önce Meclis'te gündemlerine alarak kanunlaştırmaları ve uygulamaya geçirilmesini sağlamaları ve önerilerin uygulamaya aktarılıp aktarılmadığının kontrol edilmesi Türkiye'nin deprem risklerinin azaltılması çalışmalarına önemli katkılar sunacaktır.

Deprem ve afet konusunu sürekli gündemde tutmak, komisyon raporlarında belirtilen önerilerin etkin bir şekilde uygulanmasını sağlamak, her deprem veya diğer afetlerden elde edilen dersleri bir an önce uygulamaya aktarabilmek ve mevzuat değişikliklerini bütüncül bir bakış açısı ile süratli bir şekilde yapabilmek için TBMM'de deprem/afet risklerinin azaltılması ile ilgili daimi bir komisyonun kurulması önerilir.

2020 ve 2023 tarihli deprem araştırma komisyonları tarafından yapılan toplantıların tutanaklarının web sayfasına konularak tüm kullanıcılarının hizmetine sunulması çok yararlı olmuştur. Böylece konuya ilgi duyan herkesin çalışmalar ve komisyonlarda dile getirilen konular hakkında detay bilgi sahibi olmaları sağlanmıştır. Çok yararlı olan bu uygulamanın ileriki yıllarda kurulacak olan komisyonlar tarafından da benimsenmesi önerilir.

EXTENDED SUMMARY

After a significant earthquake, Earthquake Research Commissions have been established in the Grand National Assembly of Türkiye in order to help heal the wounds of the earthquake quickly, to reveal problem areas, to determine solutions and to carry out earthquake-related studies. Starting from the first commission established in 1962, earthquake research commissions were established eight times under different names in 1966, 1977, 1997, 1999, 2010, 2020 and 2023. In addition to these, earthquake-related research commissions were established 4 times in the Senate of the Grand National Assembly in 1962, 1976, 1977 and 1978. The number of commissions established in the Grand National Assembly to carry out studies on earthquakes, together with those established in the Senate, has reached twelve. Among these commissions, the ones established in the Grand National Assembly of 1977 and in the Senate in 1976 and 1978 were deemed invalid because they did not submit their reports. In other words, when we remove the invalid commissions, so far nine Earthquake Research Commissions have actively completed their work and prepared their reports. Except for the commission established in 2010, all other commissions were established after a significant and damaging earthquake or disaster.

Pursuant to Article 98 of the Constitution of the Republic of Türkiye, the formation, proposal

making, working procedures and principles of the Parliamentary Research Commissions and Specialized Commissions, which are formed by the written proposals of the deputies submitted individually or collectively on the issues they need for the public interest, are determined by the Internal Regulations of the Grand National Assembly. Commissions are established in accordance with these laws and carry out their work in accordance with the procedures and principles specified herein.

It is equally important to make necessary findings and suggestions in the commission reports, as well as to follow them up and check whether they are implemented. In order for the recommendations to be implemented, they must be legally binding. For this reason, the Grand National Assembly has an important duty in order to put into practice the opinions and suggestions stated in the reports of the Parliamentary Earthquake Research Commission and to make the proposed legislative changes. It will make significant contributions to Türkiye's efforts to reduce earthquake risks if all political parties in the Parliament work together and follow up on the proposals they made in the reports they put forward, put their suggestions regarding legislative regulations on the agenda of the Parliament as soon as possible and enact them, and ensure their implementation by checking whether their suggestions are implemented.

The purpose of this article is to provide information about the parliamentary earthquake research commissions and reports prepared by the commissions that have been established from past to present, as well as to contribute to the development of recommendations and studies on reducing earthquake risks and to guide the commissions to be established in the future. In order to keep the earthquake and disaster issue constantly on the agenda, to ensure the effective implementation of the recommendations stated

in the commission reports, to be able to put into practice the lessons learned from each earthquake or other disasters as soon as possible, and to make legislative changes quickly with a holistic perspective, the earthquake/disaster issues are discussed in the Grand National Assembly.

It is now recommended that a permanent commission be established to reduce risks. It was very useful to put the minutes of the meetings held by the Earthquake Research Commissions in 2020 and 2023 on their website and make them available to all users. In this way, everyone who is interested in the subject is provided with detailed information about the studies and the issues raised in the commissions. It is recommended that this very useful practice be adopted by the commissions that will be established in the coming years.

ORCID

Bülent Özmen  <https://orcid.org/0000-0002-7043-8329>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Bozkurt, Ö. & Çiçekdağı, H. İ. (2022). Comparative Analysis of the Parliamentary Research Commission Reports Published 2010 and 2021 in the Earthquake Specific. *Turkish Journal of Earthquake Research*, 4(1), 137-154. <https://doi.org/10.46464/tdad.1085753>
- Denge ve Denetleme Ağı. (2023). *Meclis Araştırmalarının Deprem Özelinde Yetkinliği Analiz Raporu*. Mecliste.org (yayınlanmıştır).
- Genç, Ö. (2021). *Deprem Araştırma Komisyonu Deneyimi*. Sivil Sayfalar (yayınlanmıştır).
- Güzel, M. N. (2019). *Meclis Araştırması ve Görüşülen Meclis Araştırma Komisyonu Raporlarının Hukuk Devleti İlkesi Bakımından Değerlendirilmesi* [Yayınlanmış Yüksek Lisans Tezi]. Dicle Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü.
- Eyidoğan, H. (2021, 01 Nisan). *On kez deprem araştırma komisyonu kuran TBMM, bu kez deprem risklerinin azaltılmasını sağlayabilecek mi?* <https://t24.com.tr/yazarlar/haluk-eyidogan/on-kez-deprem-arastirma-komisyonu-kuran-tbmm-bu-kez-deprem-risklerinin-azaltilmasini-saglayabilecek-mi,30432>
- Türkiye Cumhuriyeti Cumhurbaşkanlığı. (2023). *2023 Kahramanmaraş ve Hatay Depremleri Raporu*. Strateji ve Bütçe Başkanlığı (yayınlanmıştır).
- Türkiye Büyük Millet Meclisi (TBMM). (1962). 7.9.1962 Cuma günü Yüz Onüçüncü Birleşim. *Millet Meclisi Tutanak Dergisi*, 6(1), 351-377.
- Türkiye Büyük Millet Meclisi (TBMM). (1962). 10.9.1962 Cuma günü Yüz Ondördüncü Birleşim. *Millet Meclisi Tutanak Dergisi*, 6(1), 378-444.
- Türkiye Büyük Millet Meclisi (TBMM). (1962). 5.12.1962 Çarşamba günü Onüçüncü Birleşim. *Millet Meclisi Tutanak Dergisi*, 9(2), 597-642.
- Türkiye Büyük Millet Meclisi (TBMM). (1966). 16.11.1966 Çarşamba günü Altıncı Birleşim. *Millet Meclisi Tutanak Dergisi*, 9(2), 81-121.
- Türkiye Büyük Millet Meclisi (TBMM). (1966). 18.11.1966 Cuma günü Yedinci Birleşim. *Millet Meclisi Tutanak Dergisi*, 9(2), 122-158.
- Türkiye Büyük Millet Meclisi (TBMM). (1966). 25.11.1966 Cuma günü Onuncu Birleşim. *Millet Meclisi Tutanak Dergisi*, 9(2), 203-238.
- Türkiye Büyük Millet Meclisi (TBMM). (1966). 21.06.1967 Çarşamba günü 122. Birleşim. *Millet Meclisi Tutanak Dergisi*, 19(2), 89-156.
- Türkiye Büyük Millet Meclisi (TBMM). (1967). *Deprem Bölgesinde Bilgi Edinilmek Üzere Anayasanın 88 nci maddesi Gereğince Kurulan Meclis Araştırma Komisyonu Raporu* (10/5, 5/34). Millet Meclisi, 2(247), 1-67.
- Türkiye Büyük Millet Meclisi (TBMM). (1977). 28.12.1977 Çarşamba günü 83 ncü Birleşim. *Millet Meclisi Tutanak Dergisi*, 2(1), 1-50.

Türkiye Büyük Millet Meclisi (TBMM). (1997).
21.01.1997 Salı günü 48 inci Birleşim. *TBMM
Tutanak Dergisi*, 19(2), 280-375.

Resmi Gazete, (1973, 04 Nisan). *Millet Meclisi Kararı,
Millet Meclisi İçtüzüğü*. [https://www.resmigazete.
gov.tr/arsiv/14506.pdf](https://www.resmigazete.gov.tr/arsiv/14506.pdf)

Resmi Gazete, (1982, 20 Ekim). *T.C. Cumhuriyeti
Anayasası*. [https://www.mevzuat.gov.tr/
MevzuatMetin/1.5.2709.pdf](https://www.mevzuat.gov.tr/MevzuatMetin/1.5.2709.pdf)



TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

AMAÇ ve KAPSAM

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

YAZILARIN HAZIRLANMASI

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

MAKALE SUNUM SÜRECİ ve ETİK BİLDİRİMİ

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

YAZIM KURALLARI

Yazılar aşağıda verilen düzen çerçevesinde hazırlanmalıdır:

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

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

Başlıklar şu şekilde olmalıdır:

ÖZ

ABSTRACT

GİRİŞ

ANA BAŞLIK

Birinci Derece Alt Başlık

İkinci derece alt başlık

Üçüncü derece alt başlık

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

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 örneklerle uygun olarak verilmelidir.

Ahmet Ahmetoğlu

Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği
Bölümü, Tandoğan 06100 Ankara
e-posta: a_ahmetoglu@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 konusun yansıtan anahtar kelimeler Türkçe ve İngilizce olarak verilmelidir. Anahtar kelimeler, alfabetik sırayla küçük harfle (ilk anahtar kelimenin ilk harfi büyük) yazılmalı ve aralarına virgül konmalıdır. Teknik Not ve Tartışma türü yazılarda anahtar kelimelerin verilmesine gerek yoktur.

EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

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

KATKI BELİRTME

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

DEĞİNİLECEK BELGELER

Metin İçinde Atıfların Yazılması

A. Yayında tek yazar varsa

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:

(Yazar1, Tarih) Ör: (Sönmez, 1996)

Metin içinde yazılması gerekiyorsa:

Yazar1 (Tarih) Ör: Sönmez (1996)

B. Yayında 2 yazar varsa

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:

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

Metin içinde yazılması gerekiyorsa:

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

C. Yayında 2’den fazla yazar varsa

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:

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

Metin içinde yazılması gerekiyorsa:

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

D. Arka arkaya birden fazla atıfta bulunulacaksa

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:

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

Metin içinde yazılması gerekiyorsa:

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

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

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

Kaynakçada:

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

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

Metin içindeki atıflarda:

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

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

Kaynaklar Bölümü

Aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır

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

A. Sürelî yayınlar:

A.1. Sürelî yayınların gösterilmesi:

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

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

A.2. Özel durumlar:

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

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

A.2.2. Eğer makalenin makale numarası varsa:

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

B. Bildiriler:

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

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

C. Kitaplar:

C.1. Kitapların gösterilmesi:

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

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

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

C.2. Çeviri Kitapların Gösterilmesi:

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

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

D. Kitapta Bölüm ise:

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

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

E. Raporlar ve Tezler:

E.1. Raporlar:

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

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

E.2. Tezler:

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

Sönmez, H. (1996). *TKİ ELİ Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya 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 dikey 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 JEOLojİ BÜLTENİ EDITÖRÜ

Prof. Dr. Erdiç YİĞİTBAŞ

Tel: 286 2180018-20088

e-posta: eyigitbas@comu.edu.tr

YAYIMA KABUL EDİLEN MAKALELERİN SUNUMU

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

PROVA BASKILAR

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

TELİF HAKLARI

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

ETİK İLKELER VE YAYIN POLİTİKASI

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

Dergi Politikası:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Değerlendirme İşlemi:

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

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

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

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

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

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



GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY

AIM and SCOPE

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

PREPARATION OF MANUSCRIPTS

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

SUBMISSION PROCESS and ETHICAL STATEMENT

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

INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

Manuscripts should generally be structured as follows:

- (a) Title (English and Turkish)
- (b) Names of authors (bold and in capital), their affiliations (italic and lower-case) and the name and e-mail address of the corresponding author.
- (c) Abstract (English and Turkish)
- (d) Key words (English and Turkish)
- (e) Introduction (aim, content and methodology)
- (f) Main text (methods, material studied, descriptions, analyses etc.)
- (g) Results and Discussion or Conclusions and Recommendations
- (h) Extended Summary / Genişletilmiş Özet
- (i) Acknowledgements (if necessary)
- (j) References
- (k) Tables
- (l) List of figure captions
- (m) Figures
- (n) Plates (if any)

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

Examples for headings:

ABSTRACT

INTRODUCTION

PRIMARY HEADING

Primary Sub-Heading

Secondary sub-heading

Tertiary sub-heading

CONCLUSIONS

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET / EXTENDED SUMMARY

ANCKNOWLEDGEMENTS

ORCID

REFERENCES

Cover Page

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

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

Title and Authors

The title of the paper should unambiguously reflect its content. If the paper is written in Turkish, the Turkish title (in bold-face type and first letter of the words capital) should be followed by the English title (italic and

first letter of the words capital). If the paper is in English, the English title should appear before the Turkish title in the style mentioned above. Authors should provide their Orcid ID which can be obtained from orcid.org website.

The information related with authors should be given as follow:

Ahmet Ahmetoğlu

Ankara University, Engineering Faculty, Geological Engineering
Department Tandoğan 06100 Ankara
e-mail: a_ahmetoğlu@ankara.edu.tr
ORCID Number: 0000-0001-1458-0820

A. Hüsnü Hüsnüoğlu

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

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

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

C. If the article has more than two authors

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

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

D. Citing Multiple Works

Parenthetical citations: (Merriman & Frey, 1999; Pettijohn et al., 1987; Sönmez, 1996)

Narrative citations: Merriman and Frey (1999), Pettijohn et al. (1987), Sönmez (1996)

E. If more than one publication of the same authors published in the same year is cited

In this case, letters such as a, b, c are given after the years of the articles in the References section. In the same way, these letters are used in the citations in the text.

In References:

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

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

Citations in the text:

Parenthetical citations: (Ahmetoğlu & Hüsnuoğlu, 2022a)

Narrative citations: Ahmetoğlu & Hüsnuoğlu (2022a)

References

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

A. Journals

Bundan sonrasında bir değişiklik yok araya yukarıdakileri ekleyeceğiz

A.

A.1. Citing the periodicals:

Author(s), (Date). Title of paper. *Full Name of Journal*, Vol. (No), pages. DOI number (if available)

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

A.2. Special cases:

A.2.1. If the article was taken from an open (free) access website:

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

A.2.2. If the article has an article number:

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

B. Proceedings and Abstracts:

Author(s), (Date). Title of paper. Name of Editor(s), *Title of Symposium or Congress*, (pages). Name of Publisher. DOI number & internet address (If available).

Şanlıyüksel Yücel, D., İleri, B. (2019). Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. In H. Sözbilir, Ç. Özkaymak, B. Uzel, Ö. Sümer, M. Softa, Ç. Tepe, S. Eski (Eds.), *72nd Geological Congress of Turkey The Proceedings and Abstracts Book*, (s.63-64). Chamber of Geological Engineers of Turkey Publications No: 140. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/174e0f6fa731893_ek.pdf

C. Books:

C.1. Citing of books:

Author(s), (Date). *Name of the Book*. Name of the Publisher. DOI number & internet address (if available).

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

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

C.2. Citing of translated books:

Author(s), (Date). *Name of the Translated Book*. Name of the Publisher. (Original publishing date). DOI number & internet address (If available).

Komatina, M. M. (2011). *Tıbbi Jeoloji: Jeolojik Ortamların İnsan Sağlığı Üzerindeki Etkileri* (Translator: Y. Örgün ve D. Bayrak). TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası (Original publication date: 2001).

D. Chapter in book:

Author(s), (Date). Chapter Name. Name of Editors, *Name of Book* (Page numbers of the chapter). Name of Publisher.

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

E. Reports and Thesis:

E.1. Reports:

Author(s), (Date). *Title of report* (If any report no). Name of the Organization or Institution, (published or unpublished).

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

E.2. Thesis:

Author, (Date). *Title of Thesis* [published or unpublished & PhD or Msc Thesis]. Name of the Institution or University.

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

F. Personal Communications:

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

G. Information Downloaded from the Internet

Name of the Organization, (Date). Web address, date of access to website.

KRDAE, (2020, 02, January). Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute Regional Earthquake-Tsunami Monitoring Center, <http://www.gov.tr>.

Turkish references can also be given directly in Turkish. For such references please use Turkish characters.

Mathematical Expressions

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

Instead of square-root symbol, an indice of 0.5 should be used (e.g. $y=5x^{0.5}$). For the of multiplication sign do not use any symbol, however if necessary, the symbol “*” can be preferred (e.g. $y=5*10^{-3}$). Please use “/” for division instead of a horizontal line between numerator and denominator. In the expression of chemical reactions, ions should be given as Ca^{2+} and CO_3^{2-} instead of Ca^{++} and CO_3^{--} . In the text, equations should be referred to as equation (1). Computer program listings, if appropriate, must be very clear in an Appendix.

Tables

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

Illustrations

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

Photographs, line drawings, or combinations may be grouped as figure parts (a), (b), etc. It is preferred that these are mounted. Letters or numerals should not be less than 1 mm after reduction. Avoid fine shading and

tones, particularly from computer graphics packages. Shading should be distinct. Photographs must be black and white and sharp, and exhibit good contrast.

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

SUBMISSION OF MANUSCRIPTS

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

EDITOR IN-CHIEF

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Tel: 286 2180018-20088

e-mail: eyigitbas@comu.edu.tr

SUBMITTING ARTICLES ADMITTED TO PUBLICATION

In cases where authors’ manuscripts are admitted to publication, authors should send revised final copies of their manuscripts to Editor through the DergiPark System. Manuscripts should be issued in *DOCX format. All images, should be issued in Corel Draw. Besides, the resolution of the figures should not be less than 300 dpi. Both drawing (CDR) and image (JPG) files must be submitted through the DergiPark System.

PROOFING

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

COPYRIGHT

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

ETHICAL PRINCIPLES AND PUBLICATION POLICY

The publisher and users (chief editor, editors, field editors, authors, reviewers, readers, etc.) of the Geological Bulletin of Turkey (*Geol. Bull. Turkey*) must abide by the ethical rules and responsibilities determined by the Committee of Publication Ethics (COPE).

Journal Policy:

Open Access Policy: The *Geol. Bull. Turkey* is a peer-reviewed journal. It publishes in print and online in the electronic environment and has an open-access system. Journal issues are published three times per year in the months of January, April and August. Publication processes ensure sharing of information produced freely and objectively with the scientific method. The review process for articles applies a blind review system. All issues of the *Geol. Bull. Turkey* published since 1947 are archived as both print and electronic versions by the publishing organization, the Chamber of Geological Engineers (CGE), and as electronic versions by TUBITAK – DergiPark.

Price Policy: The publishing organization of the *Geol. Bull. Turkey* is the CGE. The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* do not demand any fee or subscription costs for printed and electronic versions of the journal or any publishing costs or similar from authors.

Copyright Transfer: The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* receive written permission from authors to obtain the copyrights of articles that will be published. The relevant authors, as writer/owner in their own name and the name of other authors, transfer copyright of the article offered to the journal to the CGE and/or *Geol. Bull. Turkey*. It is mandatory to complete the **Copyright Transfer Form** and upload it to the journal system when submitting the manuscript. The responsible author must guarantee that this manuscript has not been published in similar form in other places, that the manuscript is original and that it will not be sent for publication elsewhere. All authors of the submitted manuscript must sign and transfer all rights and all copyright for the article to the CGE and/or *Geol. Bull. Turkey*. The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* receive the right to use all or part of the relevant article in future works like lessons/lesson notes, reports and textbooks/printed books without any payment and to copy the relevant manuscript for their own use. The CGE and/or *Geol. Bull. Turkey* reserve all rights apart from copyright, such as patent rights, except for commercial purposes.

Article submission: The authors of articles submitted for assessment by *Geol. Bull. Turkey* must first be members of DergiPark. The corresponding author must submit the study (original article, review, etc.) to *Geol. Bull. Turkey* through the DergiPark system.

Plagiarism Policy: In addition to the corresponding author submitting the article to the journal, they must upload a similarity report using “iThenticate Plagiarism Detection Software” or “Turnitin” or equivalent plagiarism program, along with the signed **Copyright Transfer Form** and the **Ethics Report Form** to the DergiPark system. The similarity index rate for articles must be below 20%, excluding the reference list.

Author Contribution Statement and Conflict / Conflict of Interest Statement: Each of the authors need to have made significant scientific contributions to each article, so every author is accepted as carrying equal ethical responsibility. All authors of an article are obliged to recall or make corrections in situations involving mistakes.

The authors must clearly state all types of conflict/conflict of interest in relation to topics such as other researchers studying similar topics and potential reviewers. In situations where no conflict/conflict of interest is considered to exist, this must be clearly stated.

Blind review: *Geol. Bull. Turkey* applies a blind review system with the aim of ensuring objective assessment of all scientific publications. In the stage of assigning reviewers for an article, care is taken that there is no conflict/conflict of interest between reviewers and author(s). With this aim, care is taken that between reviewers and author(s) a) there are no thesis advisor/student relationships, b) no common research or publications between author(s) and reviewers in the recent past (last 2 years), c) they are not employed in the same organization, d) they have not contributed to the manuscript submitted to the journal in terms of form or content, e) author(s) and reviewer have no disputes that were referred to judiciary or ethical committees, f) there is no kinship between reviewer and author(s), g) no publicly stated prejudice of the reviewer toward the author(s), h) no commercial relationship between reviewer and author(s), etc. In case of situations missed by the journal editors, the reviewers must warn the editors of such a situation. Additionally, reviewers are requested;

- To only assess articles that are within their field of expertise,
- To perform assessments unbiased, objectively and confidentially,
- To avoid bias in assessments due to reasons such as nationality, sex, religious beliefs, political leanings, commercial concerns, etc.,
- To provide opinions and recommendations within academic etiquette, with constructive and academic language, avoiding language which will create personal polemic,
- To avoid delaying assessments in a way which lengthens the publication process without reason.

Evaluation Process:

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

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

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

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

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

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

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ocak 2024 Cilt 67 Sayı 1
January 2024 Volume 67 Issue 1

- Gürol Seyitoğlu, Bülent Kaypak, Edanur Tanülkü, Tolga Karabıyıkoglu, Begüm Koca**
Influence of the Ptolemy-Pliny-Strabo Fault Zone in Bozburun Peninsula (Southwest Türkiye):
Evidence from Structural Data and Focal Mechanism Solutions
Ptolemy-Pliny-Strabo Fay Zonu'nun Bozburun Yarımadası'ndaki (Güneybatı Türkiye) Etkisi:
Yapısal Verilerden ve Odak Mekanizma Çözümlerinden Elde Edilen Kanıtlar..... 1
- Fatih Şen, Serdal Karaağaç, Ümitcan Erbil**
Evidence for High-Angle Origin of the Alaşehir Detachment Fault and Layer-Parallel Shortening
During Miocene Time in Alaşehir Graben, Western Anatolia
Alaşehir Grabenindeki Alaşehir sıyrılma fayının yüksek açılı kökeni ve Miyosen döneminde tabaka-paralel kısalmaya ilişkin kanıtlar, Batı Anadolu, Türkiye..... 17
- Halil Gürsoy, Orhan Tatar, Bekir Levent Mesci, Oktay Canbaz, Ali Polat, Zafer Akpınar**
Bir Heyelanın Anatomisi: 17 Mart 2005 Kuzulu (Koyulhisar - Sivas, Türkiye) Heyelanı Örneğinde
Temel Jeolojik Araştırmaların Öneminin Değerlendirilmesi
Anatomy of a Landslide: Evaluation of the Importance of Basic Geological Investigations as exemplified in the Kuzulu (Koyulhisar – Sivas, Türkiye) Landslide of 17 March 2005..... 51
- Yusuf Emrah Yılmaz, Ayşe Atakul-Özdemir, Ayten Koç**
Manavgat Havzasının (Antalya, Türkiye) Neojen Litostratigrafisi ve Yapısal Unsurları
Structural Elements and Neogene Lithostratigraphy of the Manavgat Basin (Antalya, Turkey)..... 71
- Deniz Şanlıyüksel Yücel, Mehmet Ali Yücel**
Düşük Sıcaklıklı Bir Jeotermal Alanın İnsansız Hava Aracı Termal ve RGB Görüntüleri ile
Modellenmesi: Kocabaşlar Jeotermal Alanı Örneği, Kuzeybatı Türkiye
Modeling of a Low-Temperature Geothermal Field Using UAV-based TIR and RGB Images: A Case Study of Kocabaşlar Geothermal Field, Northwestern Türkiye 115
- Bülent Özmen**
TBMM Deprem Araştırma Komisyonu Raporlarının Tarihsel Gelişimi
Historical Development of the Earthquake Research Commission Reports
Submitted to the Grand National Assembly of Türkiye..... 137

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özetleri:

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