

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2021 Cilt 64 Sayı 3
August 2021 Volume 64 Issue 3

Güldem Kamar

Holocene Palynology and Pollen-Based Palaeoclimate Reconstruction of Lake Erçek (Eastern Anatolia); Short-Term Climatic Fluctuations and their Relation with Global Palaeoclimatic Change; Results of Cores E1 and E10

Erçek Gölü'nün Holosen Palinolojisi ve Polene Dayalı Paleoiklim Yapılandırması (Doğu Anadolu, Türkiye); Kısa Dönem İklim Salınımları ve Global Paleoiklim Değişimleri ile İlişkisi; E1 ve E10 Karotlarının Sonuçları ... 253

Arun Joshi, Raj Kumar Priya

The First Report of *Gangamopteris rajaensis* from Rajmahal Gondwana Basin (Jharkhand, India) 267

Sema Tetiker, Mesude Yıldırım

Üst Kretase Yaşlı Karababa Formasyonu Fosfat Oluşumlarının Mineralojik, Jeokimyasal Özellikleri ve Kökeni (Mardin-Mazıdağı)

Mineralogical, Geochemical Properties and Origin of Phosphate Formations in the Upper Cretaceous Karababa Formation (Mardin-Mazıdağı) 277

Ayten Koç

Ayhan Havzası'nın (Orta Anadolu) Litolojik Haritalaması ve Jeolojik Çıkarımlar: Bir Uzaktan Algılama ve Arazi Çalışması Entegrasyonu

Lithological Mapping of the Ayhan Basin (Central Anatolia) and Geological Implications: An Integration of Remote Sensing and Field Surveys 309

Büşra Yerli, Mustafa Softa, Hasan Sözbilir

Gümüldür Fayının Morfometrik ve Kinematik Analizi ve Batı Anadolu'daki Sismotektonik Anlamı

Morphometric and Kinematic Analysis of Gümüldür Fault and Its Seismotectonic Implications for Western Anatolia 349

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, EBSCO, Asos Indeks 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, Asos Indeks 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

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2021 Cilt 64 Sayı 3
August 2021 Volume 64 Issue 3

ISSN 1016-9164

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ
CİLT: 64
SAYI: 3
AĞUSTOS 2021



TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Hüseyin ALAN	Başkan / <i>President</i>
Faruk İLGÜN	İkinci Başkan / <i>Vice President</i>
Buket YARARBAŞ ECEMİŞ	Yazman / <i>Secretary</i>
D. Malik BAKIR	Sayman / <i>Treasurer</i>
M. Emre KIBRIS	Mesleki Uygulamalar Üyesi / <i>Member of Professional Activities</i>
Düzcün ESİNA	Sosyal İlişkiler Üyesi / <i>Member of Social Affairs</i>
Seçkin GÜLBUDAK	Yayın Üyesi / <i>Member of Publication</i>

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

AKGÜN Funda (İzmir, Türkiye)	ÖZKUL Mehmet (Denizli, Türkiye)
AKSOY Ercan (Elazığ, Türkiye)	ÖZMEN Bülent (Ankara, Türkiye)
ALDANMAZ Ercan (Kocaeli, Türkiye)	PARLAK Osman (Adana, Türkiye)
ALTUNEL Erhan (Eskişehir, Türkiye)	PAVLIDES Spyros (Selanik, Yunanistan)
BABA Alper (İzmir, Türkiye)	PIPER John D.A. (Liverpool, İngiltere)
BATI Zühtü (Ankara, Türkiye)	PIPIK Radovan Kyska (B. Bystrica, Slovakya)
BOZKURT Erdin (Ankara, Türkiye)	POLAT Ali (Windsor, Ontario, Kanada)
CAPUTO Ricardo (Ferrara, İtalya)	ROBERTSON Alastair (Edinburgh, İngiltere)
DEMİREL İsmail Hakkı (Ankara, Türkiye)	ROJAY Bora (Ankara, Türkiye)
EKMEKÇİ Mehmet (Ankara, Türkiye)	SAN Bekir Taner (Antalya, Türkiye)
EYÜBOĞLU Yener (Trabzon, Türkiye)	SARI Erol (İstanbul, Türkiye)
GENÇ Yurdal (Ankara, Türkiye)	SEYİTOĞLU Gürol (Ankara, Türkiye)
GÜL Murat (Muğla, Türkiye)	SÖZBİLİR Hasan (İzmir, Türkiye)
GÜLEÇ Nilgün (Ankara, Türkiye)	ŞENGÜLER İker (Ankara, Türkiye)
GÜLER Cüneyt (Mersin, Türkiye)	TEKİN Uğur Kağan (Ankara, Türkiye)
GÜRSOY Halil (Sivas, Türkiye)	TEMELE Abidin (Ankara, Türkiye)
HATİPOĞLU Murat (İzmir, Türkiye)	TOPUZ Gültekin (İstanbul, Türkiye)
HELVACI Cahit (İzmir, Türkiye)	TÜYSÜZ Okan (İstanbul, Türkiye)
JOLIVET Laurent (Orleans, Fransa)	ÜNLÜ Taner (Ankara, Türkiye)
KARAYİĞİT Ali İhsan (Ankara, Türkiye)	ÜNLÜGENÇ Ulvi Can (Adana, Türkiye)
KAZANCI Nizamettin (Ankara, Türkiye)	VAŞELİ Orlando (Floransa, İtalya)
KUSKY Timothy (Wuhan, Çin)	YAGBASAN Özlem (Ankara, Türkiye)
KUŞÇU İlkay (Muğla, Türkiye)	YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye)
MESÇİ B. Levent (Sivas, Türkiye)	YALÇIN Gürhan (Antalya, Türkiye)
NAZİK Atike (Adana, Türkiye)	YALTIRAK Cenk (İstanbul)
OBERHANSLI Roland (Potsdam, Almanya)	YAVUZ Fuat (İstanbul, Türkiye)
OKAY Aral (İstanbul, Türkiye)	YILMAZ İsmail Ömer (Ankara, Türkiye)
ÖZCAN Ercan (İstanbul, Türkiye)	YUSUFOĞLU Halil (Ankara, Türkiye)
ÖZDEMİR Yavuz (Van, Türkiye)	ZAGORCHEV Ivan (Sofya, Bulgaristan)
ÖZDEN Süha (Çanakkale, 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 : Yaygın Süreli Yayın

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

Yayın Sahibi : TMMOB JMO Adına Hüseyin ALAN

Sorumlu Yazı İşleri Müdürü : Hüseyin ALAN

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

Baskı (Printed by) : ERS Matbaacılık Kazım Karabekir Cad. Altıntop İşhanı No: 877 İskitler / Ankara Tel: 0 312 384 54 88

Baskı Tarihi : Ağustos 2021

Baskı Adedi : 500

Corresponding Address

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

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2021 Cilt 64 Sayı 3
August 2021 Volume 64 Issue 3

İÇİNDEKİLER CONTENTS

Güldem Kamar

Holocene Palynology and Pollen-Based Palaeoclimate Reconstruction of Lake Erçek (Eastern Anatolia); Short-Term Climatic Fluctuations and their Relation with Global Palaeoclimatic Change; Results of Cores E1 and E10

Erçek Gölü'nün Holosen Palinolojisi ve Polene Dayalı Paleoklim Yapılandırması (Doğu Anadolu, Türkiye); Kısa Dönem İklim Salınımları ve Global Paleoklim Değişimleri ile İlişkisi; E1 ve E10 Karotlarının Sonuçları 253

Arun Joshi, Raj Kumar Priya

The First Report of *Gangamopteris rajaensis* from Rajmahal Gondwana Basin (Jharkhand, India) 267

Sema Tetiker, Mesude Yıldırım

Üst Kretase Yaşlı Karababa Formasyonu Fosfat Oluşumlarının Mineralojik, Jeokimyasal Özellikleri ve Kökeni (Mardin-Mazıdağı)

Mineralogical, Geochemical Properties and Origin of Phosphate Formations in the Upper Cretaceous Karababa Formation (Mardin-Mazıdağı)..... 277

Ayten Koç

Ayhan Havzası'nın (Orta Anadolu) Litolojik Haritalaması ve Jeolojik Çıkarımlar: Bir Uzaktan Algılama ve Arazi Çalışması Entegrasyonu

Lithological Mapping of the Ayhan Basin (Central Anatolia) and Geological Implications: An Integration of Remote Sensing and Field Surveys..... 309

Büşra Yerli, Mustafa Softa, Hasan Sözbilir

Gümlüdüz Fayının Morfometrik ve Kinematik Analizi ve Batı Anadolu'daki Sismotektonik Anlamı

Morphometric and Kinematic Analysis of Gümlüdüz Fault and Its Seismotectonic Implications for Western Anatolia..... 349

64. Cilde katkı sağlayanlar / Reviewers contributed to the 64th Volume:

Sena AKÇER ÖN, Maha AL-DABAGH, Serkan ANGI, Selman AYDOĞAN, Alper BABA, Can BAŞARAN, Demet BİLTEKİN, Ömer BOZKAYA, A. Abel G. CARRASQUILLA, Hakan ÇOBAN, Göktürk Mehmet DİLCİ, İrem ELİTEZ, Ahmet Evren ERGİNAL, Yener Eyüboğlu, Halil GÜRSOY, İsmail İŞİNTEK, Öznur KARACA, Fatih KARAOĞLAN, Mine Sezgül KAYSERİ ÖZER, Nizamettin KAZANCI, Akın KÜRÇER, Anudeb MANDAL, Onur ÖZBEK, Erman ÖZSAYIN, Tamer RIZAOĞLU, Gürol SEYİTOĞLU, Deniz ŞANLIYÜKSEL YÜCEL, Emin ULUGERGERLİ, Osman UYANIK, Ülvi Can ÜNLÜGENÇ, Mehmet Namık YALÇIN

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

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

TÜRKİYE JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey



Holocene Palynology and Pollen-Based Palaeoclimate Reconstruction of Lake Erçek (Eastern Anatolia); Short-Term Climatic Fluctuations and their Relation with Global Palaeoclimatic Change; Results of Cores E1 and E10

Erçek Gölü'nün Holosen Palinolojisi ve Polene Dayalı Paleoklim Yapılandırması (Doğu Anadolu, Türkiye); Kısa Dönem İklim Salınımları ve Global Paleoklim Değişimleri ile İlişkisi; E1 ve E10 Karotlarının Sonuçları

Güldem Kamar 

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

• Geliş/Received: 24.04.2021 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 04.07.2021 • Kabul/Accepted: 05.07.2021
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 06.08.2021 • Baskı/Printed: 25.08.2021

Research Article/Araştırma Makalesi

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Abstract: This study is a palynological and stratigraphical investigation of E1 and E10 core samples from the southern part of Lake Erçek (Eastern Anatolia, Turkey). Core samples were taken by a gravity corer from different water depths. Deposits in the core samples include mostly laminated rhythmic sediments, massive and graded layers and a tephra layer from E10 core, representing different time spans because of the faulted ground of the lake. Tentative time scales of the core samples are based on pollen and tephra correlation with Lake Van deposits. According to the palynological investigations, palaeovegetation of Greenlandian is represented by Amaranthaceae-dominant halophytic vegetation and semi-arid palaeoclimate conditions based on pollen analysis around Lake Erçek. The Meghalayan stage is mainly characterized by Poaceae-dominated steppe vegetation and increasing human impact according to anthropogenic pollen indicators. The Meghalayan palaeoclimate of Lake Erçek was more humid than Greenlandian and is represented by maximum deciduous *Quercus* expansion in recent times around the Lake Erçek area.

Keywords: Greenlandian, Holocene, Lake Erçek, Meghalayan, palaeoclimate, palynology.

Öz: Bu çalışma Erçek Gölü'nün (Doğu Anadolu, Türkiye) güney kesiminden alınan E1 ve E10 sediment karotlarının palinolojik ve stratigrafik incelenmesini kapsamaktadır. Karot örnekleri farklı su derinliklerinden gravite karot örnekleyici kullanılarak alınmıştır. Karot örneklerinin litolojisi çoğunlukla lamine ritmik sediman, masif ve tabakalı seviyeler ile E10 karotunda bulunan tefra seviyesi içermekte ve göl tabanının faylı oluşundan dolayı farklı zaman aralıklarını temsil etmektedir. Karot örneklerinin yaşlandırılması Van Gölü örneklerinin polen ve tefra seviyeleriyle korelasyonuna dayandırılarak belirlenmiştir. Palinolojik inceleme sonuçlarına göre, Erçek Gölü'nün, Grönlandiyen paleovejetasyonu Amaranthaceae familyası baskın halofitik vejetasyon ve yarı kurak paleoklim koşulları ile temsil edilmektedir. Meghaliyen katı ise Poaceae familyası baskın step vejetasyonu ve antropojenik pollenlere göre artan insan etkisi ile karakterize edilmektedir. Erçek Gölü çevresinde Meghaliyen paleoklimi Grönlandiyen'den daha nemlidir ve günümüze doğru gelindikçe maksimum yaprak dökken *Quercus* yayılımı ile temsil edilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Erçek Gölü, Grönlandiyen, Holosen, Meghaliyen, paleoklim, palinoloji.

INTRODUCTION

Lake deposits act as a palaeoclimate archive with well-preserved deposits rich in palynomorphs. Holocene sediment deposits such as in small lakes suggest short-term climatic fluctuations from local to regional and global. These closed and small sediment basins like Lake Erçek have stored climatic records and lake level fluctuations on a time scale varying from thousands of years to tens of years. Investigations of ~50 globally-distributed palaeoclimate records show six periods of significant rapid climatic change during the periods 9000–8000, 6000–5000, 4200–3800, 3500–2500, 1200–1000, and 600–150 cal yr BP. These are characterized by polar cooling, tropical aridity, and major atmospheric circulation changes (Mayewski et al., 2004) including two main dry phases during Holocene.

Climate variability during Holocene has been recorded in Anatolia and also closer locations to Lake Erçek such as Lake Sevan (Armenia) and Lake Urmia (Iran) (Ülgen et al., 2012; Eriş, 2013; Ocakoğlu et al., 2013; Çağatay et al., 2014; Dean et al., 2015; Talebi et al., 2016; Ön et al., 2017; Hayrapetyan et al., 2018; Ön & Özeren, 2018). In northwest Anatolia, positive shifts in $\delta^{18}\text{O}$ of early Holocene indicate a mean summer temperature rise and increased aridity (Ocakoğlu et al., 2013). Deposits in Lake İznik points to arid periods and a lowered lake level for late Holocene at 4.2 and 3 ka BP (Ülgen et al., 2012). The Medieval Climatic Anomaly and more humid conditions around 1110 BP then drought and humid periods after this period have been defined respectively in northeastern Anatolia (Kılıç et al., 2018). In Eastern Anatolia, multiproxy data results from Lake Hazar indicate warm and humid climate conditions at the onset of Holocene (Biltekin et al., 2018) and a dropping water level about 3ka BP due to cold and dry

conditions (Eriş, 2013). Palaeoclimate changes of the Quaternary period in Lake Van have been investigated in detail (van Zeist & Woldring, 1978; Wick et al., 2003; Litt et al., 2009; Kaplan & Örçen, 2011; Kaplan, 2013a; Kaplan, 2013b; Litt et al., 2014; Pickarski et al., 2015; Kamar, 2018). The 600 ka BP pollen record of Lake Van covers several glacial and interglacial periods (Litt et al., 2014). Almost all the palynological and palaeoclimatic data based on pollen analysis in Eastern Anatolia have been mainly focused on the Lake Van deposit. There are several smaller and high altitude lakes located on Eastern Anatolia Plateau and Lake Erçek is one of them. This study aims to investigate the palynology and carry out a pollen-based palaeoclimate reconstruction of Holocene deposits in Lake Erçek to identify short-term palaeoclimate and palaeoflora changes.

STUDY SITE

Lake Erçek is a soda lake and is located in Eastern Anatolia east of Lake Van at about 1815 m above sea level with a surface area of 92 m² and water depth of 40 m (İpek & Sarı, 1998). Several geological units ranging from pre-Cenozoic to Quaternary occur around Lake Erçek, which is situated at the intersection of the Afro/Arabian Plate to the south and the Eurasian Plate to the north and east (Figure 1). The continental collision between these two plates along the Bitlis-Zagros Suture Zone (~13 Ma) gave rise to the crustal shortening and uplift of the East Anatolian region (Şengör & Yılmaz, 1981; Şaroğlu & Yılmaz, 1986; Yılmaz et al., 1987; Koçyiğit et al., 2001). Gürpınar, Everek and Alaköy faults are the main faults that have been formed, and they control the eastern part of the Lake Van basin as a result of the collision (Okuldaş & Üner, 2013; Sağlam Selçuk, 2016).

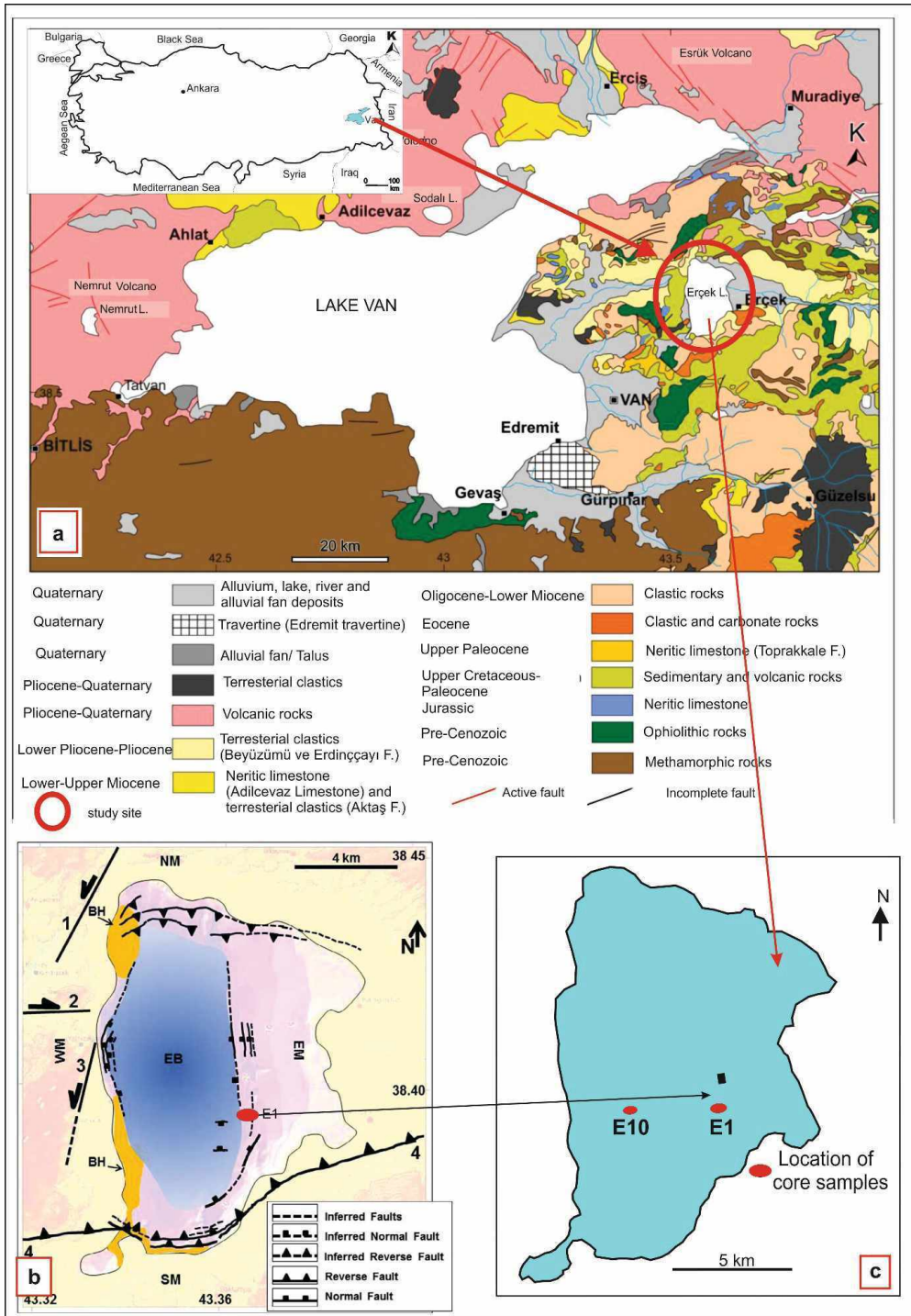


Figure 1. a) Location and geology map of surroundings of Lake Erçek (geological map taken from Alan et al., 2011), b) Detailed deformational elements and main faulting patterns of Lake Erçek (taken from Toker et al., 2017), c) Locations of E1 and E10 core samples.

Şekil 1. a) Erçek Gölü'nün lokasyonu ve çevresinin jeoloji haritası (jeoloji haritası Alan ve diğ., 2011'den alınmıştır), b) Erçek Gölü'nün ana fay sistemleri ve detaylı deformasyonel elemanları (Toker ve diğ., 2017'den alınmıştır), c) E1 ve E10 karot örneklerin lokasyonları.

The bathymetry and seismic features of Lake Erçek have been published (İpek & Sarı, 1998; Toker et al., 2017; Toker & Tur, 2018). Reverse normal and inferred normal fault systems have been identified at the bottom of Lake Erçek (Figure 1) (Toker et al., 2017; Toker & Tur, 2018).

The surroundings of Lake Erçek are covered by eastern Anatolian lowland steppe and the southern part of the lake is dominated by Eastern Anatolia high mountain steppe (Figure 2) (Eken et al., 2006). *Limonium meyeri*, *Tamarix parviflora*, *Carex divisia*, *Typha latifolia*, *Salix alba*, *Hippophae rhamnoides*, *Plantago lanceolata*, *Prunella vulgaris*, *Polygonum bistorta*, *Ephedra distachia*, and *Ephedra major* plants comprise the lowland steppe vegetation of Eastern Anatolia. Plants such as *Acantholimon kotschyi*, *Artemisia tauriaca*, *Centaurea virgata*, etc. have been observed in the high mountain steppe up to 2600-2700 m. *Rumex scutatus* and *Centranthus longiflorus* assemblages widely cover the valley borders up to 1300-2200 m (Tatlı, 2004).

The lowest mean annual temperature is 3.7 °C and the highest mean annual temperature is 14.9 °C for the Van region, according to the last eighty years climate data of the Turkish State Meteorological Service (<https://www.mgm.gov.tr/veridegerlendirme/il-ve-ilceler-istatistik.aspx?k=A&m=VAN>). In accordance with the Thornthwaite method, semi-dry and semi-humid climatic conditions prevail in Van province (Şensoy, et al., 2021).

MATERIAL AND METHODS

Core samples were collected in 2014 with a gravity corer from different water depths from 9 m to 39 m (Figure 1). The stratigraphical and palynological aspects of two core samples, E1 and E10, are investigated in this study. With a length of 111 cm, the E1 core was taken from a water depth of 18

m at an altitude of 1826 (± 5) m above sea level. The 140 cm long sample E10 was taken from a depth of 36 m at an altitude of 1815 (± 5) m above sea level (Figure 1). Samples were taken from 3-5 cm intervals for palynological investigation and prepared according to the standard palynological sample preparation method, treated with HCl, HF and ZnCl₂ (Ediger, 1986). A minimum of 450 pollen grains were counted per sample. The pollen descriptions, plates and illustrations of Wodehouse (1935), Erdtman (1943), Faegri & Iversen (1989), Moore et al. (1991) and Beug (2004) were used for pollen identification. Pollen diagrams were plotted using Tilia computer program (E. C. Grimm, Springfield, Illinois, USA).

RESULTS AND DISCUSSION

Palynology, Palaeoclimate Reconstruction, Lithology and Stratigraphy of Core E1

The 111 cm-long core sample E1 contains laminated sediments and massive layers up to 2 cm thick. Almost all of the core samples were composed of thin laminated seasonal sediments with light to dark colors. Laminated layers were interrupted by massive layers in a few levels of the core.

The fault systems have been identified in detail by seismic profiles from different directions of Lake Erçek (Figure 1) (Toker et al., 2017; Toker & Tur, 2018). According to those results, many of the normal faults, reverse faults, tectonic uplifts, erosional unconformity and subsequent erosion have been described from the seismic profiles of the bottom sediments of the lake (Toker et al., 2017; Toker & Tur, 2018). Lake Erçek core samples have different depositional time spans because of different sampling locations, such as from the hanging-footwall of the faults or deposits with eroded upper levels (Figure 1).

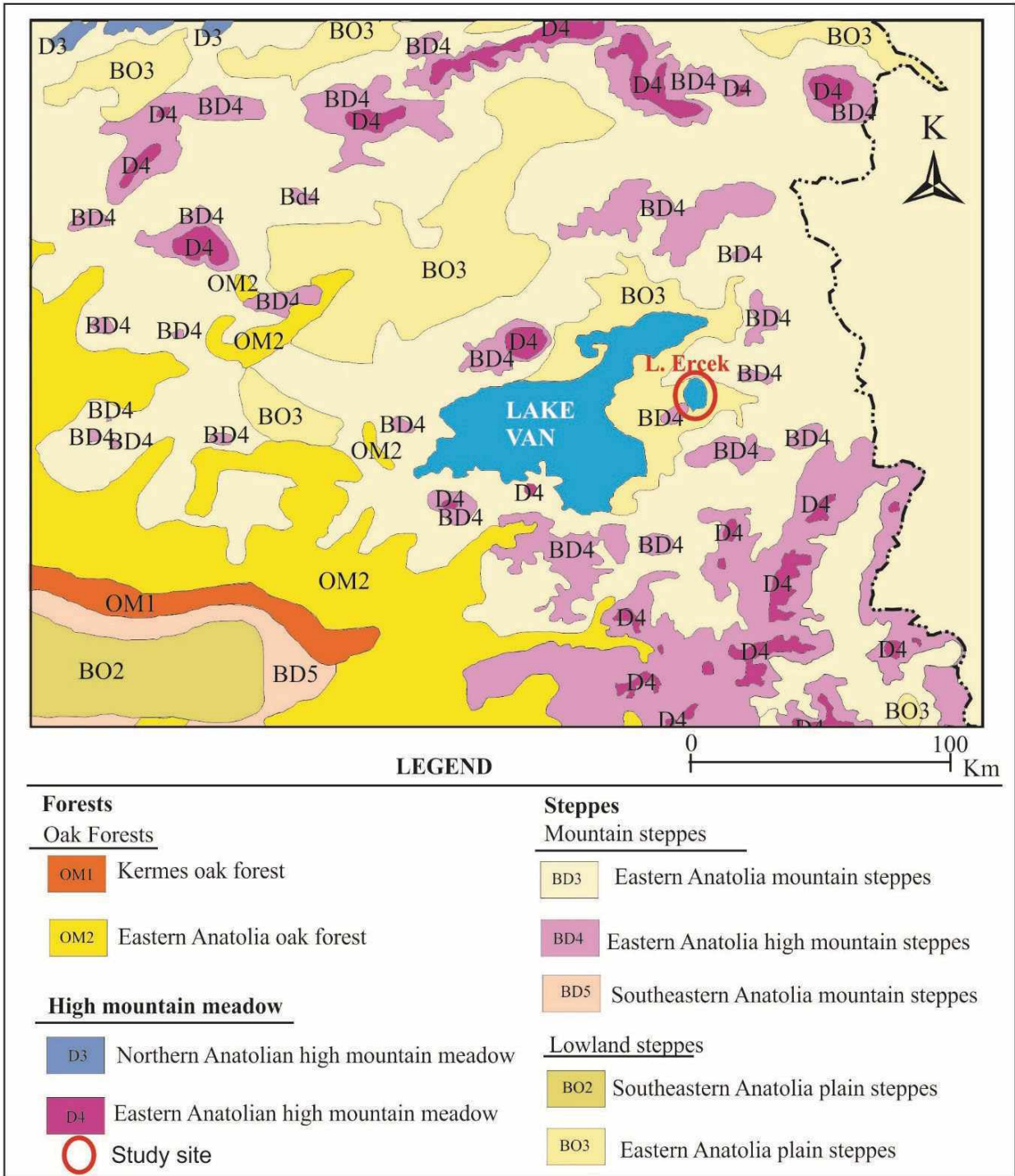


Figure 2. Vegetation map of surroundings of Lake Erçek and Eastern Anatolia (modified after Eken et al., 2006).

Şekil 2. Doğu Anadolu ve Erçek Gölü çevresinin vejetasyon haritası (Eken ve diğ., 2006'dan düzenlenerek).

The pollen diagram of the E1 short core samples has uncommon peaks of some taxa, incompatible with the Meghalayan stage. The high amount of pollen grains from semi-arid and halophytic plants such as Amaranthaceae in the samples indicates another time span of Holocene for the E1 core sample. Two scenarios can be suggested for the deposition age of E1 core; one may be a result of sampling from the footwall of the normal faulted system of the lake bottom, with missing upper levels; and the second scenario is slumping of the uppermost levels. Also, both scenarios may have

been at work together. The remarkable peaks of some pollen curves in the E1 pollen diagrams are favorable for correlation with Lake Van pollen diagrams and the key points are shown with red dots on the pollen diagram of E1 (Figure 3). According to the correlations, the core sample has paraconformity in some levels (Figure 3). Younger sediments continued deposition after erosion or the downward move of the hanging wall of the fault, and hereby a paraconformity was formed between the upper and lower part of the core.

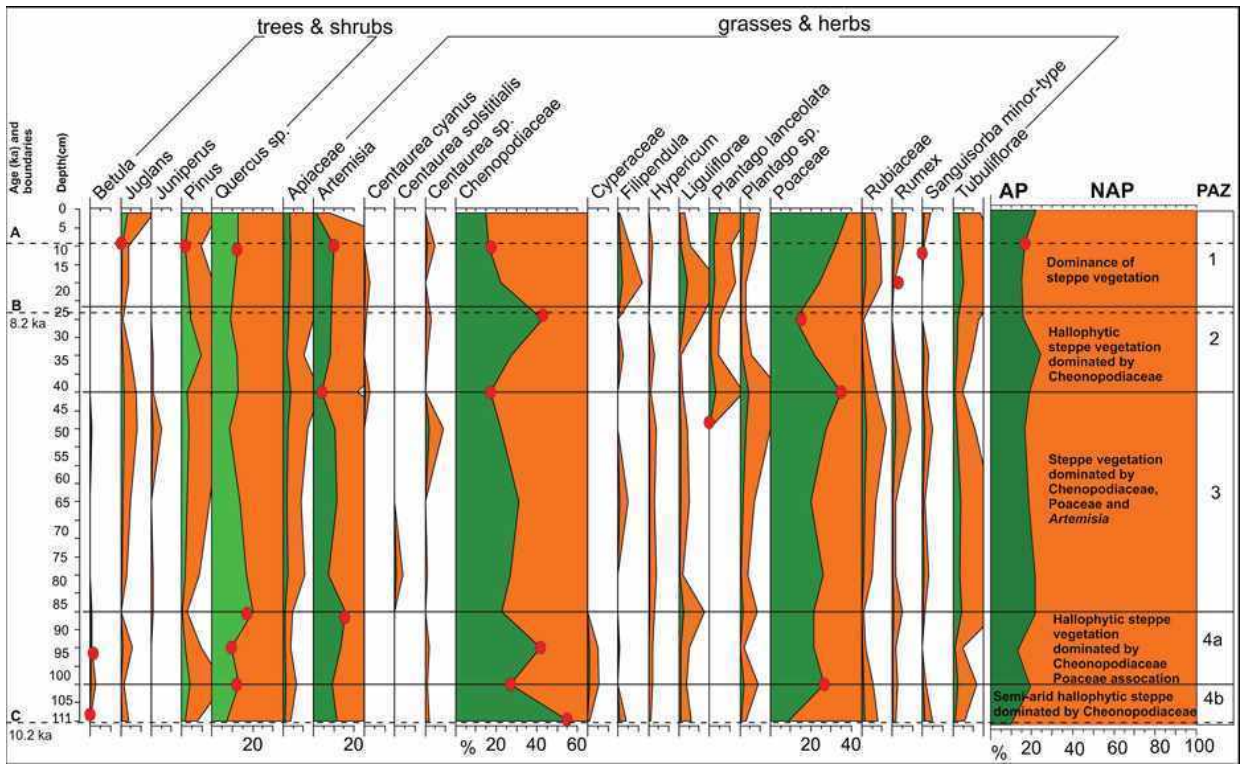


Figure 3. Simplified pollen diagram of E1 core samples (exaggeration value 5). A is the paraconformity boundary of Greenlandian and Meghalayan, B and C are tentative time scales of E1 core, PAZ is Pollen Assemblage Zone and red dots are correlation tie points with Lake Van pollen diagram samples (Wick et al., 2003; Litt et al., 2009, Kaplan, 2010).

Şekil 3. E1 karot örneklerinin sadeleştirilmiş polen diyagramı (abartı değeri 5'dir). A; Greenlandian ve Meghalayan parakonformite sınırındır, B ve C E1 karotunun değişebilir yaşları, PAZ; polen topluluk zonudur ve kırmızı noktalar Van Gölü polen diyagramları (Wick vd., 2003; Litt vd., 2009, Kaplan, 2010) ile yapılan karşılaştırma noktalarıdır.

E1 core sample revealed a very rich palaeoflora, with eighty-eight taxa. Some of these rich palaeofloral elements were observed just in several samples and have limited values under 1%; therefore, only pollen grains which have a continuous curve and meaningful values are shown on the pollen diagram of E1 core samples (Figure 3). According to the pollen diagram of E1, nonarboreal pollen grains (NAP) represented by *Amaranthaceae*, *Poaceae* and *Artemisia* are defined as the predominant and main elements of the palaeoflora (Figure 3). The pollen grains (AP) have a low ratio: deciduous *Quercus* are the main element of the trees and shrubs, with less than 18% value, while the second most dominant AP element *Pinus* curve value is less than 5% (Figure 3). *Juglans* is one of the most important AP elements in Lake Van Basin as an anthropogenic indicator but has a very limited value on the uppermost part of the diagram (Figure 3).

According to the abundance of the taxa, four different pollen assemblage zones (PAZ) may be distinguished in the pollen diagram of E1 (Figure 3). The ratio of arboreal/nonarboreal (AP/NAP) pollen grains changes between 8% minimum in the lowest part and 25% maximum in the upper part of the diagram. Changes in the AP are mainly due to differences in the deciduous *Quercus* values. *Amaranthaceae* reach their maximum value at the bottom of the diagram with about 60% and show a minimum of 15% at the top of the diagram. *Poaceae* reach maximum value at the top of the diagram with about 40% and the minimum at the bottom of the diagram with about 10%. *Poaceae* values increase, whereas *Amaranthaceae* values decrease. The pollen diagram has been separated into four different pollen assemblage zones (PAZ) according to distinct changes in the amount of AP and NAP pollen (Figure 3). PAZ4 is characterized by a maximum amount of *Amaranthaceae* and a minimum amount of *Quercus* and *Poaceae* pollen. The significant decrease of *Amaranthaceae* and increase in *Quercus* and *Poaceae* curves at the

middle of PAZ4 suggest a short-term climate and also regional change around the study site. PAZ4 was separated into two subzones named as 4a and 4b. PAZ3 is characterized by the dominance of *Amaranthaceae*, *Poaceae* and *Artemisia* steppe. In the upper part of PAZ3, *Amaranthaceae* reach their minimum value whereas *Poaceae* have a peak value in the same zone. The boundary between PAZ3 and PAZ2 has been defined according to the maximum and minimum values of those taxa. The PAZ2 is represented by a distinct increase of *Amaranthaceae* and a decrease in *Poaceae* pollen grains. Dominance of halophytic steppe vegetation is characteristic for PAZ2. In PAZ1, the curve of *Poaceae* increases, whereas the curves of *Amaranthaceae* and *Artemisia* prominently decrease. PAZ1 is characterized by steppe vegetation.

All the taxa changes in the E1 pollen diagram indicate alternating arid (halophytic) and relatively humid phases during the deposition of core E1 sediments. The increase of halophytic indicator pollen grains such as *Amaranthaceae* and *Artemisia* and the decrease of humid pollen grains such as *Quercus* are in concordance with each other. When *Amaranthaceae* pollen grains increase on the pollen diagram, the *Quercus* curve decreases. Because of the overall changes in the palaeoflora, peak points of main taxa on the E1 diagram indicate palaeoclimate change rather than local palaeoflora changes.

The high amount of *Amaranthaceae* pollen grains (about 60%), *Poaceae*, *Quercus* and the other curves such as *Artemisia*, the *Compositae* tubulifloreae type, *Rumex*, *Pinus*, *Juniperus*, *Sanguisorba Minor* on the pollen diagram are in accordance with the Greenlandian stage of Holocene and are comparable to the pollen data of Lake Van (Wick et al., 2003; Litt et al., 2009). A high quantity of *Amaranthaceae* (about 60%) is typical for the early Holocene (Greenlandian) in the pollen diagram of Lake Van (Litt et al., 2009). According to the tentative time scale of E1 core,

PAZ 4 and 3 of core E1 may correspond to the Greenlandian stage based on similarities with the pollen curves of Lake Erçek and Lake Van. Upwards in the E1 pollen diagram, a distinct increase of *Amaranthaceae* and a decrease of *Poaceae* and *Quercus* pollen grains indicate short term climate change, with a cooling event arising from the evaporative period during PAZ 2.

The semi-arid-dry phase of Lake Erçek is comparable with several areas such as Anatolia, the Near East, Cyprus, Greece, Bulgaria, Poland, etc. An abrupt arid event has been identified from the Dead Sea (Migowski et al., 2006). Results from Anatolia, Cyprus, Greece and Bulgaria provide concrete evidence for 8.2 BP cold events and central Anatolia is the best recognized of all those regions (Weninger et al., 2006). This cooling event was also reported on coastal East Asia (Park et al., 2018) and in Poland (Filoc et al., 2017). The Greenlandian stage of Holocene is characterized by halophytic semi-arid steppe vegetation in the Lake Erçek region according to the palynological and stratigraphical results and comparisons with nearby of E1 samples.

Palynology, Palaeoclimate Reconstruction, Lithology and Stratigraphy of Core E10

The core sample E10 contains thin laminated sediments from light to dark grey and light to dark brown in color, thin massive layers, normal graded layers and tephra layers (Figure 4). Lake Van basin has many volcanic centers such as Nemrut and Süphan, etc. producing tephra material (Figure 1). Tephra deposits in Lake Van basin have been investigated from Lake Van core samples and also well-exposed stratigraphic sections (Litt et al., 2009; Kaplan, 2010; Landmann et al., 2011; Sumita and Schmincke, 2013; Schmincke et al., 2014; Makaroğlu et al., 2018). Tephra layers in

the Lake Van sediments mainly originate from the Nemrut and Süphan volcanoes (Landmann et al., 1996b; Landmann et al., 2011; Sumita and Schmincke, 2013; Schmincke et al., 2014). The regional variety of the thickness of the plinian fall deposits from Nemrut volcano indicate that the fallout fan extends to the east (Karaoğlu et al., 2005). Different grain-sized tephra layers (fallout deposits) extending to the east were deposited at the bottom of Lake Van in different subbasins during the Meghalayan stage. Tephra 2 of Lake Van Northern Basin (Figure 4) (Kaplan, 2010), tephra 3 of Ahlat Ridge (Figure 4) (Litt et al., 2009), tephra layer A (ash layer) of Tatvan Basin (Landmann et al., 1996b) and Tephra T1 of the Eastern Fan of Lake Van (Makaroğlu et al., 2018) correspond to each other. Varve based dating of the tephra layers of Lake Van is 2.6 kyr (Landmann, et l., 1996a; Landmann et al., 1996b). The Lake Erçek tephra layer is numbered T1 in this study (Figure 4). Pollen dating and tephra layer correlation between Lake Erçek, Lake Van Ahlat Ridge and Lake Van Northern Basin indicate the same tephra layer (Figure 4). The tephra layer was also sampled and investigated for pollen analysis but neither pollen nor any other palynomorphs or organisms were found.

E10 core samples are mainly dominated by NAP pollen grains with values between 67% and 83% (Figure 5). *Poaceae* pollen grains are dominant in the NAP with the values ranging between 20% and 38%. *Amaranthaceae*, *Apiaceae*, *Asteraceae* and *Artemisia* pollen grains are the other dominant taxa on the pollen diagram of sample E10 (Figure 5). Other NAP elements such as *Hypericum*, *Plantago lanceolata*, *Plantago* sp., *Rumex*, *Sanguisorba minor* and *Cyperaceae* pollen grains display a continuous curve on the pollen diagram with maximum 5% values.

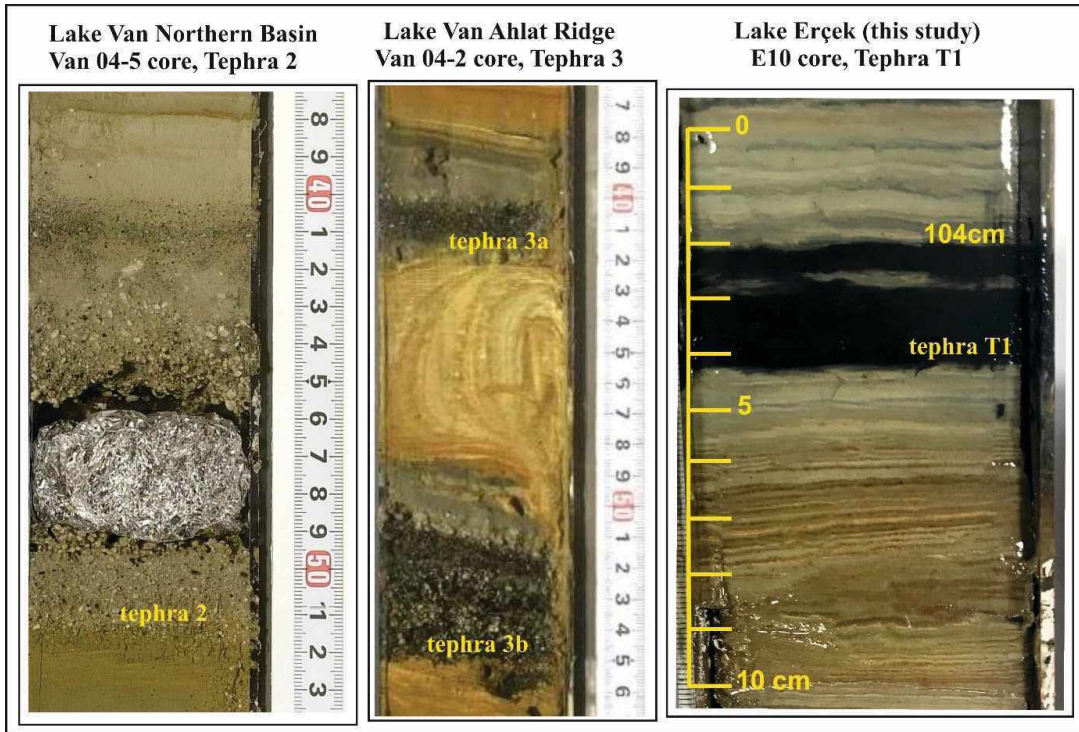


Figure 4. Tephra layers of Lake Van Northern Basin, Ahlat Ridge and Lake Erçek core E10 (tephra photos of Northern Basin and Ahlat Ridge modified from Kaplan, 2010).

Şekil 4. Van Gölü Kuzey Havzası, Ahlat Sırtı ve Erçek E10 karotunun tefra seviyeleri (Kuzey Havzası ve Ahlat Sırtı'nın tefra fotoğrafları Kaplan, 2010'dan değiştirilerek alınmıştır).

The maximum AP pollen grain value is 27% and most of the value is represented by *Quercus* pollen grains, at 25% (Figure 5). The second dominant taxon of AP is *Pinus* with a maximum value of 5%. *Juglans*, *Juniperus* and *Betula* pollen grains are the other main AP elements with uncontinuous curves of less than 3% (Figure 5).

The core sample E10 on the pollen diagram was separated into two pollen assemblage zones (PAZ) according to the distinct increase and decrease of Poaceae, *Quercus*, and Amaranthaceae and the onset of continuous *Juglans* pollen curves (Figure 5). The tentative time scale of E10 is mainly based on pollen correlations (correlation points are shown with red dots on Figure 5 and 6) of the main palaeofloral elements of AP and NAP between this study and Lake Van pollen diagrams (Wick et al., 2003; Litt et al., 2009; Kaplan, 2010; Kaplan and Örçen, 2011). Onset of the continuous

Juglans curve has been dated to about 2-2.1 ka BP in the Lake Van sediments (Wick et al., 2003; Litt et al., 2009; Kaplan, 2010; Kaplan & Örçen, 2011). The continuous *Juglans* curve corresponds to a depth of about 65 cm in the E10 core (Figure 5). That level also indicates increasing human impact in the Lake Van Basin (Wick et al., 2003; Kaplan & Örçen, 2011).

PAZ2 (between 110-145 cm depth) at the bottom side of the pollen diagram is characterized by the dominance of NAP pollen grains with about 80% value (Figure 5) and has also been separated into two subzones, 2a and 2b, according to the increase of Amaranthaceae and decrease of Poaceae, *Quercus* and Cyperaceae pollen grains. Subzone 3b is represented by relatively more halophytic, semi-arid conditions than subzone 3a (Figure 5). The uppermost level of PAZ3 is dated to about 2.6 ka years, based on the tephra layer.

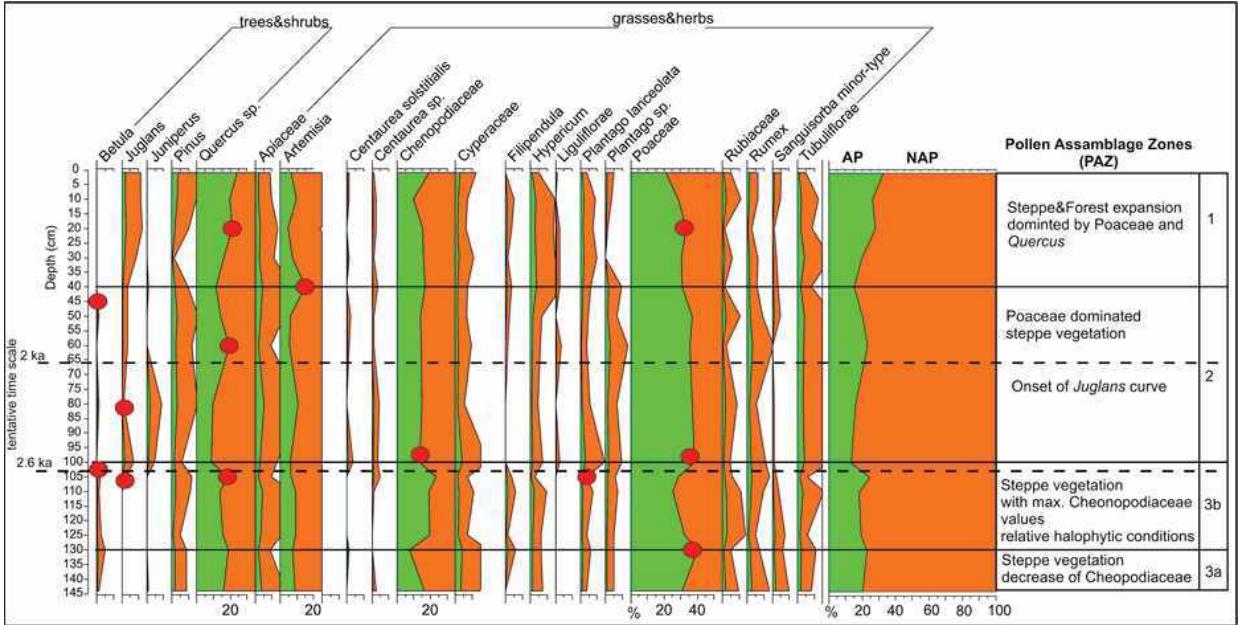


Figure 5. Simplified pollen diagram of E10 core samples (red dots shows tie points for tentative dating, exaggeration value is 5).

Şekil 5. E10 karot örneklerinin sadeleştirilmiş polen diyagramı (kırmızı noktalar değişebilir yaş için bağlantı noktalarıdır ve abartı değeri 5'dir).

Lake Van, Anatolia
composite profile Van04-2
analysis: G. Heumann & Th. Litt (Bonn)

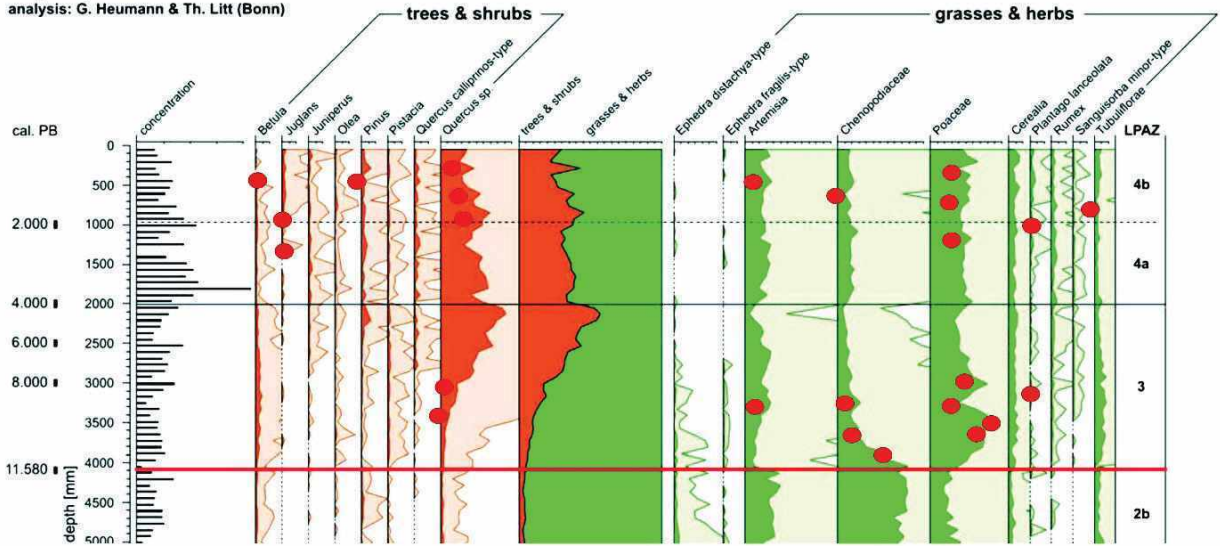


Figure 6. Pollen correlation tie points (red dots) between Lake Van pollen diagram (Litt et al., 2009) and this study.

Şekil 6. Van Gölü polen diyagramı (Litt ve diğ., 2009) ve bu çalışma arasında yapılan polen korelasyonu noktaları (kırmızı noktalar).

PAZ1 (between 110-0 cm depth) is characterized by a dominance of NAP pollen grains such as Poaceae, Amaranthaceae and *Artemisia* (Figure 5). The boundary of the PAZ1 and PAZ2 zones is mainly separated by the onset of the continuous *Juglans* curve. *Juglans regia* is a very important anthropogenic plant in the Lake Van Basin around Ahlat and Adilcevaz (Bitlis) regions in the present day and *Juglans* has commonly been cultivated in Lake Van Basin prevalently and economically from past to present (Muradoğlu & Balta, 2010). *Juglans* is also reported as an anthropogenic indicator at Lake Urmia (Talebi et al., 2016) in the Caspian Sea region from 2300 BP to present (Ramezani et al., 2016) and the semi-continuous curve of *Juglans* pollen grains for Lake Almalou was dated to cal 1500 BP as a fructicultural indicator (Djamali et al., 2009). *Rumex* and *Plantago lanceolata* have also been identified as anthropogenic indicators. In contrast to Europe, cereal type pollen grains have a limited importance in the Near East because of their natural occurrence and also cultivation (Behre, 1981). Both *Rumex* and *P. lanceolata* have a continuous curve on the pollen diagram of the E10 core of less than 5% and without showing any significant increase (Figure 5).

PAZ1b (between 40-0 cm depth) is characterized by steppe elements such as Amaranthaceae, Poaceae and *Artemisia* but in this zone Poaceae and *Artemisia* curves decrease while Amaranthaceae increase (Figure 5). The main AP elements *Quercus*, *Juglans* and *Pinus* pollen grains also increase in this zone and reach their maximum values (Figure 5). From the lower to the upper part of the zone, AP pollen grains increase by about 15% (Figure 5).

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Bu çalışmada, Erçek Gölü'nden alınmış olan E1 ve E10 karot örneklerinin palinolojik, litolojik ve stratigrafik ilk inceleme sonuçları sunulmuştur. Karot örnekleri litolojik olarak çoğunlukla ritmik laminalı çökel içermektedir, bunun yanı sıra masif

*tabakalı seviyeler ile E10 karotunda tanımlanan bir tefra seviyesi içermektedir. Göl tabanının faylı yapısı (sismik araştırma sonuçları ve detaylar için bakınız Toker vd., 2017; Toker ve Tur, 2018) nedeniyle her iki karot, farklı yaş aralıklarını göstermektedir. E1 sediment karotunun polen analizi sonuçlarının, Van Gölü Geç Holosen (Meghaliyen) polen diyagramları ile uyumsuzluğu, gözlenen Amaranthaceae polenlerinin %60 civarındaki bolluğu ile yaprak döken *Quercus* ve Poaceae polenlerinin tüm diyagramdaki minimum değeri ile Toker vd., 2017 ve Toker ve Tur, 2018 tarafından tanımlanan, göl tabanındaki normal fayların lokasyonu ve karot lokasyonu karşılaştırıldığında, E1 karotunun Grönlandiyen yaş aralığına denk geldiği düşünülmektedir. Taban bloğundan örnekleme sonucu, E1 karotunun üst seviyeleri çökel içerisinde gözlenmemiştir. Bu normal fay oluşumu ve taban bloğunun bu çalışma kapsamında örneklenmiş oluşu nedeniyle, E1 ve E10 sediment karotları farklı yaş aralıklarını temsil etmektedir. Değişebilir yaş seviyeleri için, Van Gölü çökellerinden elde edilen polen diyagramları ve tefra seviyeleri ile korelasyonlar yapılmıştır. Korelasyon yapılan seviyeler için Amaranthaceae, Artemisia, Poaceae, *Quercus*, *Juglans*, Compositae tubulifloreae-type, *Plantago lanceolata*, *Betula* gibi tüm örneklerde en bol gözlenen polen taksonlarının belirgin değişim gösterdiği seviyeler baz alınmıştır ve bu seviyelerden bazıları diyagramlar üzerinde gösterilmiştir (Şekil 4 ve 5). Bu korelasyonlar sonucunda E10 karotunun ise, Meghaliyen döneminde çökelmiş olduğu belirlenmiştir. E10 değişebilir zaman ölçeği, devamlı *Juglans* eğrisinin görülmesine, karot içinde tanımlanan tefra seviyesine, Amaranthaceae, Poaceae ve *Quercus* gibi paleovejetasyonun ana elementlerinin bolluk değerlerine ve bu bulguların Yakın çevredeki Holosen polen diyagramları ile karşılaştırılmasına göre yapılmıştır.*

Erçek Gölü bölgesinde Holosen boyunca, paleoflora değişimleri ve paleovejetasyon gelişimi kısa dönemli iklimsel değişimler, lokal flora değişimleri ve insan etkisi kontrolü altında

şekillenmiştir. Polen diyagramlarındaki *Juglans*, *Plantago lanceolata*, *Rumex* polenlerinin varlığı, yetiştiricilik ve otlamaya da işaret etmektedir. Halofitik *Amaranthaceae* bitkisinin polenlerindeki artış ve *Cyperaceae* gibi sucul bitki polenlerinin azalışı, Meghaliyen ve Grönlandiyen boyunca kısa dönemli kurak koşulların hakimiyetine işaret etmektedir. Greenlandian dönemini temsil eden maksimum *Amaranthaceae* polen değeri, yarı kurak iklim koşullarını göstermektedir ve bu Holosen başlangıcından sonra gözlenen küresel iklim salınımları ile uyumludur. E1 sediment karotunun polen verilerine göre yüksek orandaki kuraklık belirteci bu bitki polenlerinin varlığı küresel 8,2 bin yıl soğuma olayı ile karşılaştırılabilir olarak görünmektedir. Diğer yandan, Meghaliyen katı Erçek Gölü bölgesi için Holosen başlangıcına göre minimum *Amaranthaceae*, *Artemisia* ve maksimum *Quercus* değeri ile daha nemli iklim özelliklerine sahip olarak tanımlanmıştır.

ACKNOWLEDGMENT

This study was funded by Scientific Research Projects Unit of Van Yüzüncü Yıl University (Project Number: MİM-B-075). I would like to thank my undergraduate students for their help during field studies.

ORCID

Güldem Kamar  <https://orcid.org/0000-0003-4712-5997>

REFERENCES / KAYNAKLAR

- Alan, H., Bozkurt, E., Çağlan, D., Dirik, K., Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. ve Topal, T. (2011). Report of Van Earthquakes (Tabanlı-Edremit). TMMOB Society of Geological Engineering, Publication, 110, Ankara.
- Beug, H.J. (2004). *Leitfaden der Pollenbestimmung*. Verlag dr. Friedrich Pfeil (München) Germany.
- Behre, K.E. (1981). The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. *Pollen et Spores*, 23, 235-247.
- Biltekin, D., Eriş, K. K., Çağatay, M. N., Akçer-Ön, S. & Akkoca, D. B. (2018). Late Pleistocene-Holocene environmental change in eastern Turkey: a multiproxy palaeoecological data of vegetation and lake-catchment changes. *Journal of Quaternary Science*, 33(5) 575-585. <https://doi.org/10.1002/jqs.3037>
- Çağatay, M. N., Öğretmen, N., Damcı, E., Stockhecke, M., Sancar, Ü., Eriş, K. K. & Özeren, S. (2014). Lake level and climate records of the last 90 ka from the Northern Basin of Lake Van, eastern Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 104, 97-116. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.027>
- Dean, J. R., Jones M. D., Leng, M. J., Stephen R. Noble, S. R., Metcalfe, S. E., Sloane, H. J., Sahy, D., Eastwood, W. J. & Roberts, C. N. (2015). Eastern Mediterranean hydroclimate over the late glacial and Holocene, reconstructed from the sediments of Nar Lake, central Turkey, using stable isotopes and carbonate mineralogy. *Quaternary International*, 124, 162-174.
- Djamali, M., de Beaulieu, J-L., Andrieu-Ponel, V., Berberian, M., Miller, N.F., Gandouin, E., Lahijani, H., Shah-Hosseini, M., Ponel, P., Salimian, M. & Guiter, F. (2009). A late Holocene pollen record from Lake Almalou in NW Iran: evidence for changing land-use in relation to some historical events during the last 3700 years. *Journal Archaeological Science*, 36, 1364-1375.
- Ediger, V. S. (1986). Sieving techniques in palynological sample processing with special reference to the MRA system. *Micropaleontology*, 32(3), 256-270.
- Eken, G., Bozdoğan, M., İsfendiyoğlu, S., Kılıç, D.T. & Lise, Y. (editörler) (2006). *Türkiye'nin Önemli Doğa Alanları*. Doğa Derneği.
- Erdtman, G. (1943). *An Introduction to Pollen Analysis*. Chronica Botanica, New York.
- Eriş, K. K. (2013). Late Pleistocene Holocene sedimentary records of climate and lake-level changes in Lake Hazar, Eastern Anatolia, Turkey. *Quaternary International*, 302, 123-134.
- Faegri, K. & Iversen, J. (1989). *Textbook of Pollen Analysis, fourth ed.* Wiley, New York.
- Filoc M, Kupryjanowicz M, Szeroczyńska K, Suchora, & Rzedkiewicz, M. (2017). Environmental changes related to the 8.2 ka event and other climate fluctuations during the Middle Holocene: evidence from two dystrophic lakes in NE Poland. *The Holocene*, 27, 1550-1566. <https://doi.org/10.1177/0959683617702233>
- Hayrapetyan, N., Hakobyan, E., Kvavadze, E., Gabrielyan, I., Brunch A. A. (2018). Late Holocene environmental changes in the Lake Sevan basin-

- implications from palynological and carpological analyses of peatbog sediments from Tsovinar-1, Armenia. *PRIDE-RCMNS conference Ecosystem isolation and connection: rise and demise of biota in the Pontocaspian-Caucasian region* (48).
- İpek, S. & Sarı, M. (1998). *Erçek Gölü'nün Batimetrik Özelliklerinin Belirlenmesi (Determination of the bathymetric features of Lake Erçek)*, (YDABÇAG-609-A). Project of Scientific and Technical Research Council of Turkey.
- Kamar, G. (2018). Palynology of Lake Arin (Eastern Anatolia, Turkey) deposits and its relation with water level change of Lake Van: Preliminary findings. *Quaternary International*, 486, 83-88.
- Kaplan, G. (2010). *Van Gölü Kuzey Havzası'nın Geç Holosen Palinolojisi* [Yayımlanmamış Doktora tezi]. Yüzüncü Yıl University.
- Kaplan, G., Örcen, S. (2011). Late Holocene Paleoflora of Lake Van Northern Basin. *Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University*, 32(2) 139-150.
- Kaplan, G. (2013a). Palynological analysis of the Late Pleistocene terrace deposits of Lake Van, eastern Turkey: Reconstruction of paleovegetation and paleoclimate. *Quaternary International*, 292, 168-175.
- Kaplan, G. (2013b). Van Gölü Geç Holosen Polenleri. *Yerbilimleri (Bulletin of Turkish Earth Sciences)*, 34(1), 37-52.
- Karaoğlu, Ö., Özdemir, Y., Tolluoğlu, A.Ü., Karabıyıkoglu, M., Köse, O. & Froger, J. L. (2005). Stratigraphy of the volcanic products around Nemrut Caldera: implications for reconstruction of the caldera formation. *Turkish Journal of Earth Science*, 14, 123-143.
- Kılıç, N. K., Caner, H., Erginal, A. E., Ersin, S., Selim, H. H. & Kaya, H. (2018). Environmental changes based on multi-proxy analysis of core sediments in Lake Aktaş, Turkey: Preliminary results. *Quaternary International*, 486, 89-97.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S. & Kuloshvili, S. (2001). Neotectonics of east Anatolian plateau (Turkey) and lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 14(1-3), 177-195.
- Landmann, G., Reimer, A., Lemcke, G. & Kempe, S. (1996a). Dating Late Glacial abrupt climate changes in the 14, 570 years long continuous varve record of Lake Van/ Turkey. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2, 107-118.
- Landmann, G., Reimer, A. & Kempe, S. (1996b). Climatic induced lake level changes of Lake Van/Turkey during the transition Pleistocene/Holocene. *Global Biogeochemical Cycles*, 10(4), 797-808.
- Landmann, G., Steinhäuser, G., Sterba, J.H, Kempe, S. & Bichler, M. (2011). Geochemical fingerprints by activation analysis of tephra layers in Lake Van sediments, Turkey. *Applied Radiation Isotopes*, 69, 929-935.
- Litt, T., Krastel, S., Sturm, M., Kipfer, R., Örcen, S., Heumann, G., Franz, S. O., Ülgen, U. B. & Niessen, F. (2009). 'PALEOVAN', International Continental Scientific Drilling Program (ICDP): site survey results and perspectives. *Quaternary Science Reviews*, 28, 1555-1567.
- Litt, T., Pickarski, N. & Heumann, G. (2014). A 600,000 Year Long Continental Pollen Record from Lake Van, Eastern Anatolia (Turkey). *Quaternary Science Reviews*, 104, 30-41.
- Makaroğlu, Ö., Çağatay, M. N., Nowaczyk, N. R., Pesonen, L. J. & Orbay, N. (2018). Discrimination of Holocene tephra units in Lake Van using mineral magnetic analysis. *Quaternary International*, 486, 44-56.
- Mayewski, P.A.; Rohling, E.E.; Stager, J.C., ..., Steig, E. J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62(3), 243-255. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001>
- Migowski, C., Stein, M., Prasad, S., Negendank, J. & Agnon, A. (2006) Holocene climate variability and cultural evolution in the Near East from the Dead Sea sedimentary record. *Quaternary Research*, 66, 421-431.
- Moore, P. D. & Webb, J. A. & Collinson, M. E. (1991). *Pollen Analysis, second edition*. Blackwell, Oxford UK.
- Muradoğlu, F. ve Balta, F. (2010). Ahlat (Bitlis) Yöresinden Selekte Edilen Cevizlerin (*Juglans regia* L) Bazı Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri. *YYÜ Journal of Agricultural Science*, 20(1), 41-45.
- Ocakoğlu, F., Kır, O., Yılmaz, İ. Ö., Açıkalın, S., Erayık, C., Tunoğlu, C. & Suzanne Leroy, S.A.G. (2013). Early to Mid-Holocene Lake level and temperature records from the terraces of Lake Sünnet in NW Turkey. *Quaternary International*, 369, 175-184.
- Okuldaş, C. ve Üner, S. (2013). Alaköy Fayı'nın Jeomorfolojik Özellikleri ve Tektonik Etkinliği (Van Gölü Havzası – Doğu Anadolu). *Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University*, 34(3), 161-176.

- Ön, Z. B., & Özeren, M. S. (2019). Temperature and precipitation variability in eastern Anatolia: Results from independent component analysis of Lake Van sediment data spanning the last 250 kyr BP. *Quaternary International*, 514(2019) 119-129.
- Ön, Z., Özeren, M., Akçer Ön, S. & Çağatay, M. (2017) Spectral Features of 250 kyr Long Lake Van Sediments: Milankovitch Cycles and Their Harmonics. *Geological Bulletin of Turkey*, 60(4) 471-488. <https://doi.org/10.25288/tjb.360604>
- Park, J., Park, J., Yi, S., Kim, J. C., Lee, E. & Jin, Q. (2018). The 8.2 ka cooling event in coastal East Asia: High-resolution pollen evidence from southwestern Korea. *Scientific Reports*, 8, 12423.
- Pickarski, N., Kwiecień, O., Djamali, M. & Litt, T. (2015). Vegetation and environmental changes during the last interglacial in eastern Anatolia (Turkey): a new high-resolution pollen record from Lake Van. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 435, 145–158.
- Ramezani, E., Mrotzek, A., Mohadjer, M. R. M., Kakroodi, A.A., Kroonenberg, B. S. & Joosten, H. (2016). Between the mountains and the sea: Late Holocene Caspian Sea level fluctuations and vegetation history of the lowland forests of northern Iran. *Quaternary International*, 408, 52-64.
- Sağlam Selçuk, A. (2016). Evaluation of the relative tectonic activity in the eastern Lake Van basin, East Turkey. *Geomorphology*, 270, 9-21.
- Schmincke, H.U. & Sumita, M. & Paleovan scientific team (2014). Impact of volcanism on the evolution of Lake Van (eastern Anatolia) III: periodic (Nemrut) vs. episodic (Süphan) explosive eruptions and climate forcing reflected in a tephra gap between ca. 14 ka and ca. 30 ka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 285, 195-213.
- Sumita, M. & Schmincke, H.-U. (2013). Impact of volcanism on the evolution of Lake Van II: temporal evolution of explosive volcanism of Nemrut Volcano (eastern Anatolia) during the past ca. 0.4 Ma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 253, 15-34.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1986). Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 107, 73-94.
- Şengör, A.M.C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75,181-190 (193-199, 203-241).
- Sensoy, S., Demircan, M., Ulupınar, Y. (2021). *Climate of Turkey*. Turkish State Meteorological Service. <http://www.emcc.mgm.gov.tr/files/climateofturkey.pdf>
- Talebi, T., Ramezani, E., Djamali, M., Lahijani H. A. K., Naqinezhad, A., Alizadeh, K. & Andrieu-Ponel, V. (2016). The Late-Holocene climate change, vegetation dynamics, lake-level changes and anthropogenic impacts in the Lake Urmia region, NW Iran. *Quaternary International*, 408, 40-51.
- Tatlı, A., 2004. *Türkiye Vegetasyonu (Vegetation of Turkey) 2. Baskı*. Bizim Büro Basımevi Kütahya, 142 s.
- Toker, M., Pınar, A. & Tur, H. (2017). Source mechanisms and faulting analysis of the aftershocks in the Lake Erçek area (Eastern Anatolia, Turkey) during the 2011 Van event (Mw 7.1): implications for the regional stress field and ongoing deformation processes. *Journal of Asian Earth Science*, 150, 73-86.
- Toker, M. & Tur, H. (2018). Structural patterns of the Lake Erçek Basin, Eastern Anatolia (Turkey): evidence from single-channel seismic interpretation. *Marine Geophysical Research*, 39, 567-588.
- Ülgen, U. B., Franz, S. O., Biltekin, D., Çağatay, M. N., Roeser, P. A., Doner, L. & Thein, J., (2012). Climatic and environmental evolution of Lake İznik (NW Turkey) over the last similar to 4700 years. *Quaternary International*, 274, 88-101.
- Weninger, B., Alram-Stern, E., Bauer, E., Clare, L., Danzeglocke, U., Jöris, O., Kubatzki, C., Rollefson, G., Todorova, H. & van Andel, T. (2006). Climate forcing due to the 8200 cal yr BP event observed at Early Neolithic sites in the eastern Mediterranean. *Quaternary Research*, 66, 401-420.
- Wick, L., Lemcke, G. & Sturm, M. (2003). Evidence of Lateglacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: high resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van. *The Holocene*, 13, 665-675.
- Wodehouse, R. P. (1935.) *Pollen. Their Structure, Identification and Significance in Science and Medicine*. McGraw-Hill Book Company, New York and London.
- van Zeist, W. & Woldring, H. (1978). A pollen Profil From Lake Van: A Preliminary Report. In E.T. Degens & F. Kurtman (Eds.), *The Geology of Lake Van*, (pp. 115-123). MTA Enstitüsü Yayınları no: 169.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. & Güner, Y. (1987). Initiation of the neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, 134, 177-199.



The First Report of *Gangamopteris rajaensis* from Rajmahal Gondwana Basin (Jharkhand, India)

Arun Joshi¹ , Raj Kumar Priya^{2*} 

¹ Council of Scientific and Industrial Research (CSIR) and SGRR (P.G.) College, Dehradun, India

² Department of Geology, Sikkim University, Gangtok, Sikkim, India

• Geliş/Received: 05.01.2021 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 13.05.2021 • Kabul/Accepted: 14.05.2021
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 29.06.2021 • Baskı/Printed: 25.08.2021

Research Article/Araştırma Makalesi

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Abstract: The present study deals with the systematic description of macro and microfossil analysis of *Gangamopteris rajaensis* and *Glossopteris indica* from the carbonaceous shale-coal bearing sequences of the Rajmahal Open Cast Mine, Rajmahal Basin, Jharkhand, India. The floral diversity, age correlation, and the paleoenvironment of the Barakar Formation were well described. Morphological analysis revealed the reticulate venation pattern, anastomosing of veins, and the absence of the midrib in *Gangamopteris rajaensis*. The recovered megafossil assemblages of *Gangamopteris rajaensis* and *Glossopteris indica* suggest a late early Permian (Artiskian-Kungurian) age for the Barakar strata of Rajmahal coal mine and the prevalence of a moderately warm climate during their deposition. Earlier the species was reported from the Barakar Formation of Damodar and Mahanadi Gondwana basins in India. However, this is the first detailed systematic investigation of this species from the Rajmahal Gondwana Basin, Jharkhand, India.

Keywords: Barakar Formation, Early Permian, *Gangamopteris rajaensis*, Rajmahal Gondwana Basin.

INTRODUCTION

The warm and humid climate after the Late Paleozoic glaciations (Permo-Carboniferous) prepared the way for the great expansion of plant life (Chandra & Chandra, 1988). Floral remnants in the form of mold fossils excited the geoscientific community and the richness of flora and its diversity allowed recreation of a scenario for the paleoclimatic conditions. Enormous amounts of fossil evidence were recovered from the Indian Lower Gondwana basins and other parts of the world. The Gondwana basin of India (i.e., Son-Mahanadi basin, Damodar basin, Pranhita–Godavari basin, and Purnea-Rajmahal-Galsi basin) was one of the hotspots for the growth of significant floral assemblages during

the Permo-Carboniferous period (Mukhopadhyay et al., 2010). The Rajmahal Gondwana basin also contains a variety of floral species from the Barakar Formation. The present species *Gangamopteris rajaensis* was not reported before from the Rajmahal Basin. *Gangamopteris* was first reported by McCoy (1847) from New South Wales, Australia as *Cyclopteris*, a leaf showing netted venation without a midrib. Different species of *Gangamopteris* are well-reported and documented in almost all parts of Gondwanaland, i.e., Australia, Antarctica, Argentina, Brazil, India, Madagascar, and South Africa (McCoy, 1847; Feistmantel, 1890; Dolianiti, 1954; Pant & Singh, 1968; Srivastava, 1992; Singh, 2000). The leaves of *Gangamopteris* McCoy are the dominant constituent of *Glossopteris* flora in the Early

* Correspondence / Yazışma: rajkumarpriya16@gmail.com

Permian sequences of Gondwana (Srivastava and Agnihotri, 2010). Morphologically leaves are similar to *Glossopteris* Brongniart in having reticulate venation pattern but differ in the absence of a midrib (Chandra & Surange, 1979). The present communication deals with the first report of *Gangamopteris rajaensis* from the Rajmahal Open Cast Mine, Rajmahal Area, Rajmahal Basin, Jharkhand India (Figure 1A, B). The assemblage recovered from the area is represented by species of *Glossopteris* namely *Glossopteris communis*, *G. damudica*, *G. gigas*, *G. indica*, *G. lanceolatus*, *G. longicaulis*, *G. oldhamii*, *G. taenioides*, *G. tenuifolia*, and *Vertebraria indica* belonging to the order Glossopteridales and *Noeggerathiopsis hislopi* of order Cordaitales. The present work is significant as it represents the presence of *Glossopteris* flora (250-290 ma) which is mainly responsible for the formation of coal in the area.

MATERIAL AND METHODS

Fossils were collected from the carbonaceous shale (Thick Seam) of Barakar Formation, Rajmahal Open Cast Mine, Coal Mine Zone- 57, Rajmahal Basin (Figure 1B). The specimens are preserved as impressions and were studied with the help of a hand lens and low-power binocular microscope Olympus 20 iH under incident light for morphotaxonomical characteristics. Various morphological characters like the shape of leaf, nature of apex, base, margin, midrib, and venation pattern were considered. Lawrence (1955), Melville (1969) and Chandra & Surange (1979) were followed for exact descriptions. The specimens are deposited in the Botany Department, S.G.R.R. (P.G.) College, Dehradun.

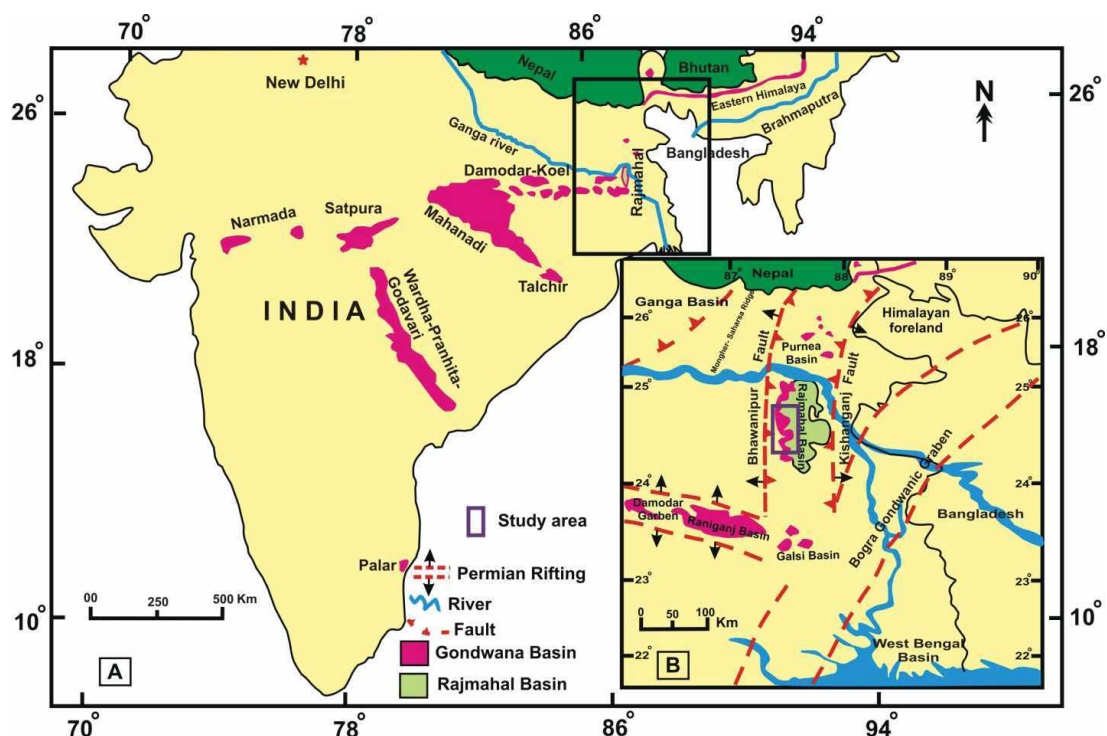


Figure 1. A) Gondwana basin of peninsular India with fossil location (after Mukhopadhyay et al., 2010). B) Generalized tectonic map of North-eastern Gondwana basin of India showing various tectonic zones in Purnea-Rajmahal- Galsi Gondwana basins with the study area (after Prasad & Pundir, 2020). The study area is marked by the rectangular box and its coordinates lie between 24°01'12" to 25°01'15" North latitudes and 87°24'52" to 87°25'00" East longitudes.

GEOLOGICAL SETTING OF THE STUDY AREA

The biostratigraphy of the study area (i.e., Rajmahal basin) is part of the N-S trending Gondwana Graben, referred to as the Purnea-Rajmahal-Galsi Gondwana Graben as shown in Figure 1.B (Prasad & Pundir, 2020). The Rajmahal Basin is a master basin that encompasses a large area of Bengal Basin, north Bengal and Purnea Basin (Joshi, 2018a). The Rajmahal Basin consists of a series of Lower Gondwana exposures aligned roughly in N-S direction along the foot of the Rajmahal hills. The sedimentary succession of Rajmahal Basin is given in Table-1. The presence of thick sedimentary sequences from Gondwana is categorized into Upper and Lower Gondwana groups (Table 1). The Lower Gondwana rock groups mainly consist of two formations – (1) Talchir Formation and (2) Barakar Formation. The Talchir Formation is composed of diamictite, coarser sandstone, pebbly sandstone and shale, while the Barakar Formation consists of an alternate band of sandstone and carbonaceous shale. The variable width of coal seams is prominent in this Formation and it is popularly known as the storehouse of coal. The Barakar Formation, which

conformably overlies the Talchir Formation, is a uniform set of fining-upward cycles of coarse to medium sandstone, interbedded fine sandstone or siltstone carbonaceous shale, and coal. The sandstone is channel-shaped below and sheet-like above, with planar and trough cross-bedding, and is attributed to channel shifting and the lateral accretion of point bars. The interbedded sandstone and shale correspond to vertical accretion in levees and the coal to deposition in peat swamps in distal floodplains and lakes of meandering streams. Carbonaceous shale and coal are abundant with different species of plant fossils. The Gondwana sequences of Rajmahal are deposited over the Chhotanagpur Granitic Complex and mainly capped by the post-Gondwana Rajmahal trap (Prasad & Pundir, 2017 and 2020). The Rajmahal traps capping the Rajmahal hills receded considerably towards the north-east near the Ganges, exposing large areas of the coal-bearing Barakar Formation. In addition to these lithostratigraphic units, Talchir (underlying the Barakar) and Dubrajpur (underlying the Rajmahal traps) are exposed in the Basin (Figure 1B). The Rajmahal Open Cast Mine forms the northernmost part of Hura Coalfield.

Table 1. General stratigraphy of the study area (after Prasad & Pundir, 2017).

Period / Group	Formation	Lithology	Thickness Range (in meter)
Recent to Subrecent	Alluvium	Soil cover with vegetation	0-15
		---Unconformity---	
Cretaceous	Rajmahal Traps	Rajmahal volcanic and intertrappean sandstone and shale	50
		---Unconformity---	
Lower Gondwana Group	Barakar	Coarse to medium grained sandstone, a variable width of coal seam, carbonaceous shale, fossils bearing coal and shale	25-350
	Talchir	Diamictite, Coarse arkosic sandstone, pebbly sandstone, shale	15-150
		---Unconformity---	
Precambrian	Chhotanagpur Granitic Complex	Granite genesis, hornblende Schists and pegmatites	10-20

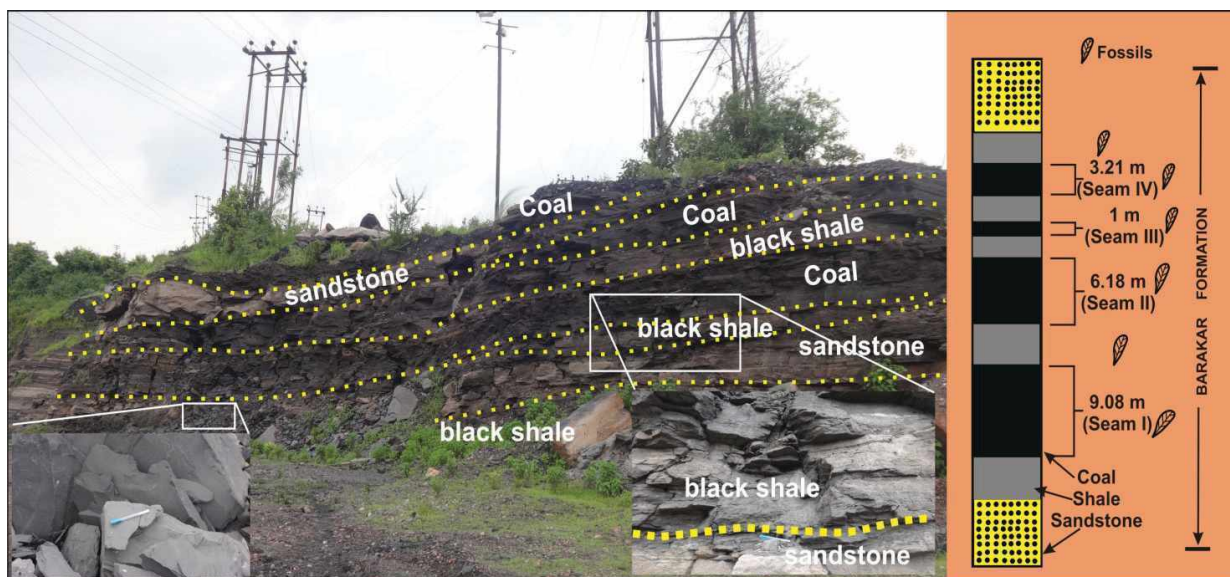


Figure 2. A field photograph showing alternate bands of sandstone, shale and coal with the stratigraphic column. Carbonaceous shale and coal seam contain plant fossils.

SYSTEMATIC DESCRIPTION OF THE MEGAFLORAL ASSEMBLAGE

Division: Gymnospermophyta

Order: Glossopteridales

Genus: *Gangamopteris* McCoy, 1847

Type species: *Gangamopteris angustifolia*
McCoy, 1847

Gangamopteris rajaensis Srivastava, 1992
(Figure 3 a-d)

Description: There are two leaf specimens in the collection. The complete leaf measures 4.4 cm in length and 1.9 cm in width at its maximum, i.e., near the apical margin of the leaf. Apex is broad, a small protuberance makes it mucronate, and the base is broadly contracted. The median region is occupied by 4-6 parallel running veins, dichotomizing frequently during their upward course and form 2-2.5 mm long and 0.5-1 mm broad, linear hexagonal meshes, and fiber-like structures are present in between the veins. Lateral veins arise at acute angle and form 2-3.5 mm long

and 0.6-1.8 mm broad, hexagonal meshes in the centre and 1-1.5 mm long and 0.5 mm broad meshes towards the margin. The density of veins is 12-14 veins per cm.

Pictured specimens: Specimens nos. RJ/GANG/1 and RJ/GANG/2.

Horizon: Barakar Formation

Locality: Rajmahal Open Cast Mine, Rajmahal Basin, Jharkhand, India

Age: Early Permian (Cisuralian)

Number of specimens studied: Two

Remarks: The present specimens resemble *Gangamopteris rajaensis* by Srivastava (1992, pl. 5, Figs. 1-2) and Singh et al. (2006, pl. 2, Figs. 3 and 5) in their shape, size and venation pattern.

It differs from other prominent species of *Gangamopteris*, namely *G. angustifolia*, *G. cyclopteroides* and *G. major*, which are prominent species of the Early Permian in Barakar Formation with respect to their comparatively small size and narrow meshes.

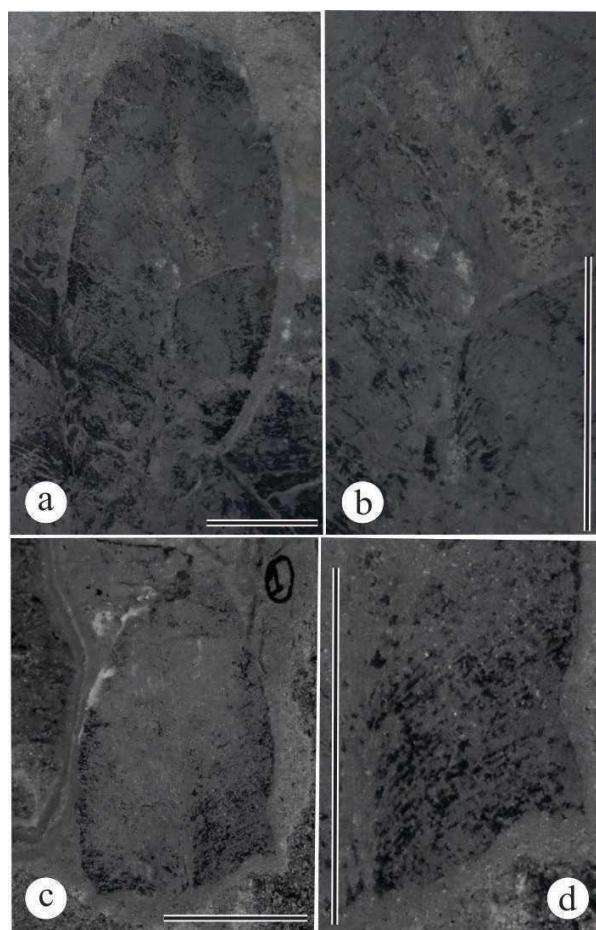


Figure 3. Megafloral assemblages recovered from the Barakar Formation of the Rajmahal Open Cast Mine, Rajmahal Basin, Jharkhand, India, **a)** *Gangamopteris rajaensis* specimen no. RJ/GANG/1, **b)** Middle portion of the leaf enlarged ($\times 3$) to show vein density at the middle part of the leaf, **c)** *Gangamopteris rajaensis* specimen no. RJ/GANG/2, **d)** Margin of leaf enlarged ($\times 3.5$) to show vein density near the margin. Scale bar = 1 cm.

Genus: *Glossopteris* Brongniart, 1828

Type species—: *Glossopteris browniana*
Brongniart, 1828

Glossopteris indica Schimper, 1869
(Figure 4 A)

Description: There are twelve specimens of this species in the collection. Leaves are lanceolate in shape with the entire margin. Apex is acute and

preserved in four specimens, whereas bases are absent in all of them. Leaves measure 8–22 cm in length and 3–5.2 cm in width at their widest part which is the middle portion. Midrib is distinct, persistent, elevated, striate (having 3–4 deep striations), and measures 1–2 mm in width. The secondary veins arise at angles of about 40° – 45° from the midrib and after successive dichotomies and anastomoses form polygonal, short, and broad meshes near the midrib and narrow–elongate meshes near the margin. The secondary veins meet the margin at angles of about 65° – 75° . Meshes measure 2–3 mm long and 0.3–0.5 mm wide near the midrib and 2–3.5 mm long and 0.2–0.4 mm wide near the margin. The vein density is 16–20 per cm near midrib and 16–26 per cm near the margin.

Pictured specimens: Specimens No. RJ
10/2019

Horizon: Barakar Formation

Locality: Rajmahal Open Cast Mine,
Rajmahal Basin, Jharkhand, India

Age: Early Permian (Cisuralian)

Number of specimens studied: Twelve

Remarks: Leaves are identical to *Glossopteris indica* (Chandra & Surange, 1979, pl. 5, fig. 1, pl. 10, fig. 4, pl. 15, fig. 11, pl. 28, fig. 1, pl. 29, fig. 1; Tewari and Srivastava, 2000, pl. 1, fig. 4; Tewari 2008, pl. 4, fig. 4) in shape, nature of midrib and venation pattern.

It is different from *Glossopteris damudica* and *G. gigas*, the markers of the Early Permian, in lower Barakar Formation with respect to their small size.

Glossopteris lanceolatus Pant and Singh,
1974

(Figure 4 B-C)

Description: There are three leaf specimens in the collection. Leaves are narrow, oblong in shape, measure 7–12.2 cm in length and 3–4 cm in width, apex acute, base absent and margin

slightly undulating. Midrib striate is 0.7 mm wide and gradually tapers towards apex. Secondary veins arise at about 45° from midrib and after dichotomization and anastomoses, meet the margin at about 85°. Meshes are broad, elongate, 3.5–5 mm long and 0.5–0.6 mm wide near the midrib, and short and narrow, 2–2.5 mm long and 0.3–0.4 mm wide near the margin. Vein density is 16–21 per cm near the midrib and 23–32 per cm near the margin.

Pictured specimens: Specimens nos. RJ 11/2019 and RJ 12/2019.

Horizon: Barakar Formation

Locality: Rajmahal Open Cast Mine, Rajmahal Basin, Jharkhand, India

Age: Early Permian (Cisuralian)

Number of specimens studied: Three

Remarks: Present leaves resemble *G. lanceolatus* described by Chandra & Surange 1979 (pl. 7, fig. 2, pl. 19, fig. 2, pl. 40, fig. 2) and Tewari et al., 2017 (pl. 4, fig. 3) with similar shape and venation pattern.

However, it differs from other species of *Glossopteris*, namely *G. taenioides*, *G. longicaulis*, and *G. arberii*, with respect to their oval shape and broad meshes.

PALEOENVIRONMENT

The temporal, geographical and environmental distribution pattern of *Glossopteris* and *Gangamopteris* are closely related to the evolution of the Late Paleozoic glaciation during the Permo-Carboniferous period (Chandra & Chandra, 1988; Goswami, 2006). There was a great expansion of plant life after the Permo-Carboniferous cryospheric event. In the early period of the Permian as the climate was warming, the floral remnants that survived the ice age gave rise to different species of *Glossopteris* and *Gangamopteris* flora (Goswami et al., 2006). This floral species equivocally supports the continental drift theory, which advocates that the Indian subcontinent was

an integral part of Gondwanaland along with other continents. Furthermore, different fossil evidence recorded from the Indian Gondwana basin infers the paleoenvironmental conditions for the growth of this species (Tewari 2007; Srivastava & Agnihotri, 2010; Tewari et al., 2017; Joshi, 2014, 2018a & 2020; Joshi et al., 2015). After a thorough study of the fossil evidence from Indian Gondwana it is evident that the environment was moist temperate during the Permo-Carboniferous period where forest type vegetation was dominated by gymnospermous plants probably belonging to *Glossopteris* (Pant & Singh 1968; Joshi, 2018a, b & 2020; Prasad & Pundir, 2020). The *Glossopteris* flora flourished during the Permo-Carboniferous and is mostly preserved in the alternate bands of carbonaceous shale and coal in the Barakar Formation formed in a warm temperate climate (Srivastava, 1997; Joshi, 2014, 2018a, b & 2020; Joshi et al., 2015; Tewari et al., 2015, 2017).

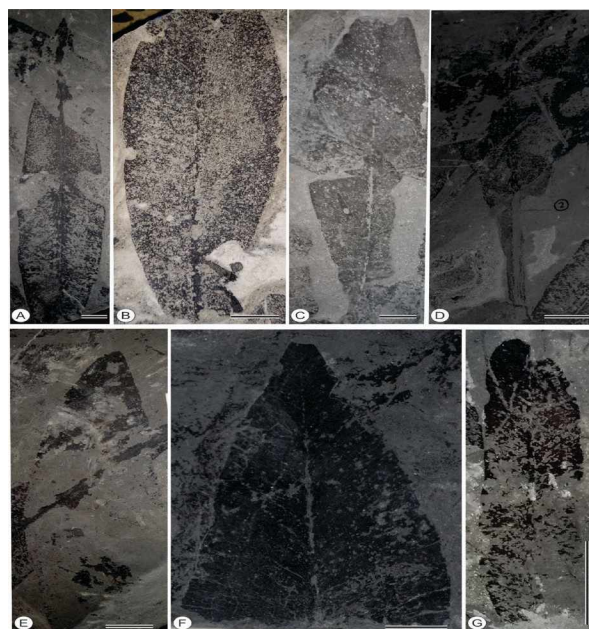


Figure 4. Megaflores recovered from the Barakar Formation of the Rajmahal Open Cast Mine, Rajmahal Basin, Jharkhand, India, **A)** *Glossopteris indica*, specimen no. RJ 10/2019. **B-C)** *Glossopteris lanceolatus*, specimens nos. RJ 11/2019 and RJ 12/2019. **D)** *Glossopteris longicaulis*, specimen no. RJ 12/2019.

13/2019. **E-F)** *Glossopteris oldhamii*, specimens nos. RJ 14/2019 and RJ 15/2019. **G)** *Glossopteris taneioides*, specimen no. RJ 16/2019. Scale bar= 1 cm. climate

DISCUSSION AND CONCLUSION

The recovered species in the present study, *Gangamopteris rajaensis*, from the Gondwana basin in Rajmahal coal mines, is a biostratigraphic marker in the Late Paleozoic of Gondwana (Srivastava, 1992 and Singh et al., 2006). The signature of this particular species also infers the warm and humid climate after the deglaciation phase of the Gondwana icehouse (Tewari et al., 2015, 2017). Records of mega fossils from the Rajmahal Basin are scarce (Ball 1877; Maheshwari & Prakash 1965; Prasad et al., 1987; Maheshwari & Bajpai 1992; Joshi, 2018a, b, 2020; Pillai et al., 2020). The present record is significant as it shows the presence of *Glossopteris* flora responsible for the formation of coal in the basin as evinced by the production of coal (10.5 million tons per annum) from different coalfields. Therefore, it is necessary to study this coal-forming vegetation from the area to generate a new palaeobotanical database. Earlier *Gangamopteris rajaensis* was reported from Raniganj Coalfield, Damodar (Srivastava, 1992) and Ib-River Coalfield, Mahanadi (Singh et al., 2006) basins. Report of this species from the Rajmahal Basin widens its phytogeographical distribution and the scope of this species as one of

the characteristic forms of the Barakar Formation of Early Permian age. There is diversity in the flora represented by the presence of both narrow (*Glossopteris oldhamii*, *G. tenuifolia*, *G. taenioides*) and broad leaves (*Glossopteris damudica*, *G. indica*, *G. gigas*, *G. lanceolatus*) in the collection. It justifies the favorable environmental conditions, i.e., warm and humid, suggested by previous workers (Lele, 1976; Chandra & Chandra, 1988) for the development of such rich *Glossopteris* flora. The presence of Genus *Gangamopteris* and *Noeggerathiopsis* advocates for the Lower Barakar Formation (Tewari, 2007; Tewari et al., 2015 and 2017), while the smaller size leaves (*Glossopteris oldhamii*, *G. tenuifolia* and *G. taenioides*) represent the flora of the Upper Barakar Formation (Srivastava and Agnihotri, 2010; Tewari et al., 2017). In general, the *Glossopteris* flora is comparable with the flora known from other Gondwana basins in India (namely Damodar, Mahanadi, South Rewa, Satpura, Wardha and Godavari basins) (Table 2). More efforts are required for better recovery of the *Glossopteris* flora that is mainly responsible for the production of coal in the area. However, there are fears of fossils disappearing from this area as the state government of Jharkhand has assigned a mining lease in the area to private companies. Hence, it is very necessary to study this coal-forming vegetation and its distribution to generate a new palaeobotanical database from the area.

Table 2. Distribution of plant fossil taxa in the present study of Rajmahal Open Cast Mine, Barakar Formation in other lower Gondwana basins of India.


Name of Taxa	Lower Gondwana basins of India					
	Damodar	Mahanadi	Wardha	Satpura	South Rewa	Godavari Graben
<i>Gangamopteris rajaensis</i>	+	+	-	-	-	-
<i>Glossopteris indica</i>	+	+	+	+	+	+
<i>Glossopteris lanceolatus</i>	-	+	-	-	-	+

ACKNOWLEDGEMENTS

The author AJ is grateful to the Council of Scientific and Industrial Research (CSIR) India for providing financial assistance under Scientists' Pool Scheme: 13(9125-A)/2019-Pool. We are also thankful to the administrators of the Eastern Coalfields Limited for granting permission to visit the colliery and for providing necessary help during field work. We would also like to acknowledge the Principal of S.G.R.R. (P.G.) College, Dehradun and the Head of Geology Department, Sikkim University, Gangtok for their kind cooperation to carry out this research work.

ORCID

Arun Joshi  <https://orcid.org/0000-0002-0944-0729>

Raj Kumar Priya  <https://orcid.org/0000-0003-0918-8663>

REFERENCES / KAYNAKLAR

- Ball, V. (1877). Geology of Rajmahal Hills. *Mem. Geol. Surv. India*, 13(2), 1- 94.
- Brongniart, A. (1828). *Histoire des Vegetaux Fossiles ou Recherches Botaniques sur les Vegetaux Renfermes dans les Diverses Couches du Globe*. Paris 1, 1-136.
- Chandra, S. & Chandra, A. (1988). Vegetational changes and their climatic implications in coal-bearing Gondwana. *Palaeobotanist*, 36, 74-86.
- Chandra, S. & Surange, K. R. (1979). Revision of the Indian Species of *Glossopteris*. Monograph 2. Birbal Sahni Institute of Palaeobotany, Lucknow, pp. 1- 291.
- Dolianiti, E. (1954). A flora de Gondwana inferior em Santa Catarina 5, O. Genero Gangamopteris –Div. De. Geol. E. Min. *Notas Preliminares E Estudos*, 8, 1-12.
- Feistmantel, O. (1890). Coal and plant bearing beds of Paleozoic and Mesozoic in Eastern Australia and Tasmania with special reference to fossil flora. *Mem. Geol. Surv. New South Wales. Palaeontology*, 3, 1-183.
- Goswami, S. (2006). Record of Lower Gondwana megafloal assemblage from Lower Kamthi Formation of Ib River Coalfield, Orissa, India. *Indian Academy of Sciences, Journal of Bioscience*, 31(1), 115-128.
- Goswami, S., Singh, K.J. & Chandra, S. (2006). Palaeobotany of Gondwana basins of Orissa State, India: A bird's eye view. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28, 218-233.
- Joshi A., Tewari R. & Agnihotri D. (2014). Plant diversity of the Kamthi Formation of India- A review. *The Palaeobotanist*, 63(2), 127-136.
- Joshi, A., Tewari R., Agnihotri D., Pillai S. S. K. & Jain R. K. (2015). Occurrence of *Vertebrariaindica* (Unger) Feistmantel, 1877 – an evidence for coal-forming vegetation in Kothagudem area, Godavari Graben, Telangana. *Current Science*, 108 (3), 330-333.
- Joshi, A. (2018a). In situ occurrence of *Vertebrariaindica* from the Rajmahal Open Cast Mine, Rajmahal Basin, India: an evidence for coal forming vegetation. *Journal of Terrestrial and Marine Research*, 2(1), 12-16.
- Joshi, A. (2018b). *Singhisporites rajmahalensis* sp. nov. - A new megaspore species from Barakar Formation, Rajmahal Basin, Jharkhand. *Species*, 19, 36-40.
- Joshi A. (2020). Dispersed Permian megaspores from Rajmahal Basin, Jharkhand. *Species*, 21, 281-285.
- Lawrence, G. H. M. (1955). *An Introduction to plant Taxonomy*. The Macmillan Company New York.
- Lele, K. M. (1976). Palaeoclimatic implications of Gondwana flora. *Geophytology*, 6, 207-229.
- Maheshwari, H. K. & Bajpai, U. (1992). Ginkgophyte leaves from the Permian Gondwana of Rajmahal Basin. *Palaeontographica*, 224B, 131-149.
- Maheshwari, H. K. & Prakash, G. (1965). Studies in the *Glossopteris* flora of India 21. Plant

- megafossils from the Lower Gondwana exposures along Bansloi River in Rajmahal hills, Bihar. *Palaeobotanist*, 13, 115–128.
- McCoy, F. (1847). On the fossil Botany and Zoology of rocks associated with the coal of Australia; *The Annals and Magazine of Natural History*, 20(1), 145-147; 20: (3-4), 298-312.
- Melville, R. (1969). Leaf venation patterns and the origin of the angiosperms. *Nature*, 224, 121–125.
- Mukhopadhyay, G., Mukhopadhyay, S. K., Roychowdhury, M. & Parui, P. K. (2010). Stratigraphic correlation between different Gondwana basins of India. *Journal of the Geological Society of India*, 76, 251-266. <https://doi.org/10.1007/s12594-010-0097-6>
- Pant, D. D. & Singh, K. B. (1968) On the genus Gangamopteris McCoy. *Palaeontographica*, 124B, 83-101.
- Pant, D. D. & Singh, R. S. (1974). On the stem and attachment of Glossopteris and Gangamopteris leaves. Part II. Structural features. *Palaeontographica*, 147, 42–73.
- Pillai, S. S. K., Mathews, R., Murthy, S., Goswami, S., Agrawal, S., Sahoo, M. & Singh, R. K. (2020). Palaeofloral Investigation Based on Morphotaxonomy, Palyno- morphs, Biomarkers and Stable Isotope from Lalmatia Coal Mine of Rajmahal Lower Gondwana Basin, Godda District, Jharkhand: An Inclusive Empirical Study. *Journal of the Geological Society of India*, 96(1), 43-57. <https://doi.org/10.1007/s12594-020-1503-3>
- Prasad, B., Shukla, V. D. & Maithy, P. K. (1987). Megafossils of the lower Gondwana succession in Pachhwara Coalfield, Bihar. *Gondwana Geological Magazine*, 2, 17-29.
- Prasad, B. & Pundir, B.S. (2017). Gondwana biostratigraphy of the Purnea Basin (eastern Bihar, India), and its correlation with Rajmahal and Bengal Gondwana basins. *Journal of the Geological Society of India*, 90, 405-427. <https://doi.org/10.1007/s12594-017-0735-3>
- Prasad, B. & Pundir, B. S. (2020) Gondwana biostratigraphy and geology of West Bengal Basin, and its correlation with adjoining Gondwana basins of India and western Bangladesh. *Journal Earth System Science*, 129, 22.
- Schimper, W. P. (1869). *Traite de Paleontologie Vegetal ou la Flore du Monde Primitif dans ses rapports avec les formations Geologiques et la Flore du Monde Actual*. Balliere, Paris, 1-740.
- Singh, S. M. (2000). Glossopteris flora from the Early Permian of Karanpura and Bokaro Coalfields, India. *Geophytology*, 29, 69-80.
- Singh, K. J., Goswami, S. & Chandra, S. (2006). First Report of Genus *Gangamopteris* from Gondwana Sediments of Ib- River Coalfield, Orissa. *Journal of the Geological Society of India*, 68: 251-266.
- Srivastava, A. K. (1992). Plant fossil assemblages from the Barakar Formation of Raniganj Coalfield, India. *Palaeobotanist*, 39, 281–302.
- Srivastava, A. K. (1997). Late Palaeozoic floral succession in India. In: *Proceeding XIII, International Congress of Carboniferous and Permian* (pp. 264–272). Krakow, Poland.
- Srivastava, A. K. & Agnihotri, D. (2010). Morphological consequence of *Gangamopteris* McCoy in Glossopteris flora. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(6), 760-769. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.033>
- Tewari, R. (2007) The Glossopteris flora from the Kamptee Coalfield, Wardha Basin, Maharashtra, India. *Palaeontographica*, 277(B), 43–64.
- Tewari, R. (2008) The genus *Glossopteris* Brongniart from the Kamthi Formation of Camp IV area, Wardha Valley Coalfield, Wardha Basin, Maharashtra, India. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 53(1), 19–30.

- Tewari, R. & Srivastva, A. K. (2000). Plant fossils assemblage from the Talchir Formation, Auranga Coalfield, Bihar, India. *Palaeobotanist*, 49, 23–30.
- Tewari R., Chatterjee S., Agnihotri D. & Pandita S. K. (2015). Glossopteris flora in the Permian Weller Formation of Allan Hills, South Victoria Land, Antarctica: Implications for paleogeography, paleoclimatology and biostratigraphic correlation. *Gondwana Research*, 28, 905–932.
- Tewari R., Joshi A. & Agnihotri D. (2017). The Glossopteris flora of Manuguru Area, Godavari Graben, Telangana, India. *Palaeobotanist*, 66 (1), 17-36.



**Üst Kretase Yaşlı Karababa Formasyonu Fosfat Oluşumlarının
Mineralojik, Jeokimyasal Özellikleri ve Kökeni (Mardin-Mazıdağı)**

*Mineralogical, Geochemical Properties and Origin of Phosphate Formations in the Upper Cretaceous
Karababa Formation (Mardin-Mazıdağı)*

Sema Tetiker¹ , Mesude Yıldırım² 

¹ *Batman Üniversitesi, Madencilik ve Maden Çıkarma Teknolojisi Bölümü*

² *Batman Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü*

• Geliş/Received: 08.03.2021 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 15.06.2021 • Kabul/Accepted: 27.06.2021
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 06.08.2021 • Baskı/Printed: 25.08.2021

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Bu çalışmada Arap Plakası'nın kuzeyini temsil eden Mardin-Mazıdağı yöresinde fosfatlı sedimanter kayalar içeren Üst Kretase yaşlı Karababa Formasyonu incelenmiştir. Stratigrafik istif sırasıyla; i) nodüler çört yumruları ve fosil kavkaları içeren gri bej renkli ince-orta taneli fosforit seviyeleri içeren Karataş üyesi, ii) kireçtaşı-marn ardalanmasından oluşan Ekinciler üyesi ve iii) killi kireçtaşı ile temsil edilen Evciler üyesi olmak üzere üç üyeye ayrılmıştır. Yüzeysel istiflerden toplanan çok sayıdaki el örnekleri Optik Mikroskopi (OM) ve Taramalı Elektron Mikroskopu (SEM) altında ayrıntılı olarak incelenmiştir. Fosforit kayaları ve mikritik kireçtaşları içerisinde optik izotrop pelletik apatit mineralleri (%37 P₂O₅), kemik parçaları, balık dişleri ve brakiyopod kabukları gibi omurgasız fosil parçaları içermektedir. Karababa Formasyonu fosforitleri çok sığ, kıyıya yakın veya düşük enerjili bir ortamda çökeldiği yorumuna gidilmiştir. X-ışınları kırınımı (XRD) incelemelerine göre; fosfat, silis ve karbonat kayaları apatit (karbonat florapatit: CFA), kalsit, kuvars, ender feldispat, dolomit ve kil (simektit, paligorskit, illit, kaolinit, klorit, sepiyolit, karışık tabakalı illit-vermikülit ve klorit-vermikülit) mineralleri içermektedir. Apatit minerallerinin toplam eser element konsantrasyonları 2436-2456 ppm arasında değişmekte olup, kondrit normalize toplam derişimleri sırasıyla P için 664,98 ppm, Sr için 208,33 ppm ve Y için 33,66 ppm olarak Kuzey Amerika Şeyl Bileşimi (NASC) den daha yüksek miktarlara sahiptir. Apatit, paligorskit/sepiyolit ve simektit türü kil mineralleri denizel ortamda otijenik, karışık tabakalı mineralleri ise neoformasyon ve/veya transformasyon süreçleriyle oluşmuştur. Karababa Formasyonu fosfat oluşumları Üst Kretase döneminde Neotetis okyanusunun evrimi ile ilişkili tektonik hareketlere bağlı deniz seviyesindeki değişimlerle birlikte gelişen biyojenik ve biyojeokimyasal faaliyetlere bağlı olarak mineral oluşum süreçlerinin gerçekleştiği biçiminde değerlendirilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Arap Plakası, Fosfat, Karbonatflorapatit (CFA), Otijenik, Paligorskit, REE.

Abstract: The study investigated phosphate-rich sedimentary rocks in the Late Cretaceous Karababa Formation in the Mardin-Mazıdağ region, which represents the northern part of the Arabian Plate. The stratigraphic succession is divided into three members as i) Karataş: ellipsoidal gray-colored, largely weathered, fossiliferous shelly micritic limestone, ii) Ekinciler: dolomitic cherty limestone interbedded with marls, and iii) Evciler: argillaceous limestone with common phosphatic horizons. Large numbers of hand samples, collected from the outcrop successions, were carefully studied with optic microscopy (OM) and scanning electron microscopy (SEM). They indicate the presence of optical isotropic pelletal apatite minerals (37% P₂O₅), bone fragments, fish teeth, and invertebrate fossil fragments like brachiopod shells in phosphorite rocks and micritic limestone. The phosphorites in the Karababa Formation are interpreted to have been deposited in a very shallow, near-shore or low energy environment. The X-ray diffraction

(XRD) method confirmed the presence of apatite (carbonate fluorapatite: CFA), calcite, quartz, rare feldspar, dolomite, and clay (smectite, palygorskite, illite, kaolinite, chlorite, sepiolite, mixed layered illite-vermiculite, and chlorite-vermiculite) in phosphatic, silicic and other carbonate rocks. Total trace element concentrations in apatite minerals range from 2436 ppm to 2456 ppm, with total concentrations normalized to chondrite (ppm) higher than North America Shale Composite (NASC) at 664.98 ppm for P, 208.33 ppm for Sr and 33.66 ppm for Y. Common occurrences of apatite, palygorskite/sepiolite, and smectite clay minerals in various sections of the Karababa Formation were interpreted as authigenic minerals in the marine environment. However, occurrences of mixed layered clay minerals were interpreted as a result of neoformation and/or transformation processes. The phosphate occurrences in the Karababa Formation are considered to form due to mineral formation processes occurring via biogenic and biogeochemical activities that developed with the changes in sea level linked to tectonic movements associated with the evolution of the Neotethyan ocean during the Upper Cretaceous period.

Keywords: Arabian Plate, Authigenic, Carbonate fluorapatite (CFA), Palygorskite, Phosphate, REE.

GİRİŞ

Dünya üzerindeki fosfat oluşumları ve cevher minerali olarak işletilmeleri endüstriyel anlamda büyük önem taşımaktadır. Dünya fosfat üretimi 2015’li yıllarda yaklaşık 44,2 milyon ton olarak belirlenmiştir. Bu üretim %80 oranında sedimanter fosfat çökellerinden karşılanmaktadır ve en önemli sahalar Afrika (Fas ve Batı Sahara) olup, bu alanlarda yılda yaklaşık 50 milyon ton üretim gerçekleştirilmektedir (Simandl vd., 2012). Birçok kullanım alanına sahip olan fosfat cevheri, gübre (%90) ve kimya (%10) sanayilerinde yoğun kullanım alanına sahiptir. Ayrıca fosfat içeren kayalarda bulunan apatitin endüstriyel cevher minerali olarak kullanılması, bu minerallerde zenginleşen REE (V, U, F, Ag, Cd, Cr, Mo, As, Se, Sr, Te, Zn) ve diğer elementler (U, Th, Cd, Tl, Se ve Hg) ile yakından ilişkilidir.

Ana fosfat yataklarının sadece deniz koşulları altında oluşmadığı bilinmektedir. Bu yatakların oluşumu, paleokanografik, paleocoğrafik, paleoklimatik ve diğer faktörlerin birlikte gerçekleşmesi durumunda ve çoğunlukla, mineral ve iyonlarca zengin bir suyun, sığ bir deniz ortamına gelmesi ve ardından üretken biyota gelişimi söz konusu olduğunda gelişmektedir (Orris ve Chernoff, 2004).

Sedimanter fosfat yatakları birincil ve ikincil kökenli olmak üzere iki kısma ayrılmaktadır. Bu yataklar 10-100 km uzunlukta yayılım gösterebilen ve 1-10 metreden daha az kalınlıkta tabakalı veya göz şekilli yataklardır. Mineralli zonlar fosforit (>%18 P₂O₅) veya fosfatik kayalar (P₂O₅ <%18) içermektedir. Başlıca cevher mineralii yaygın olarak laminalı, pellet, polit, nodül ve kemik parçaları veya kavkı şekilli mikrokristalin frankolit mineralidir.

Fosfat çökellerinin özellikle Kambriyen, Permiyen, Jura, Kretase, Eosen ve Miyosen dönemlerindeki yoğun bir şekilde oluşumları rapor edilmiştir (Cook ve McElhinny, 1979). Özellikle Kretase-Eosen zaman aralığında Tetis evrimi ile ilişkili Arap levhasının kuzeyinde birçok alanda fosfat oluşumlarının geliştiği bilinmektedir (Soudry vd., 2006). Denizel fosfat yataklarının dünyada bulunduğu başlıca yerler ise Suudi Arabistan, Irak, Fas, Tunus, Cezayir, Mısır, Ürdün, İsrail, Rusya, ABD ve Türkiye’dir (Mardin-Mazıdağı).

Birincil fosfat kökenli denizel fosfat oluşumlarının özelliklerinin belirlenmesi istifin çökeltme ortam koşullarının yanı sıra, kaynak özelliklerinin anlaşılmasında da önemli veriler sağlayabilmektedir. Buna ek olarak, fosfat oluşumları ve çökeltme ortamında birlikte çökelen

farklı kökenli birincil ve ikincil cevher mineral oluşumlarının bulunması havza evriminin yorumlanmasının yanı sıra endüstriyel hammadde kaynakları açısından da önemli olmaktadır.

Bu çalışma Yüksek Lisans tez kapsamında elde edilen verilerden itibaren düzenlenmiştir (Yıldırım, 2019). Çalışmada Güneydoğu Anadolu bölgesi Mardin-Mazıdağı yöresinde yüzeyleyen Mardin Grubu'na ait Üst Kretase yaşlı Karababa Formasyonu'nun fosfat içeren kayaç seviyelerinde mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin ayrıntılı incelenmesi ve bölgedeki fosfat yatağının kökeninin aydınlatılması amaçlanmaktadır. Elde edilen detaylı veri sonuçları, bu bölge jeolojisinin ve litolojik birimlerin daha ayrıntılı mineralojik ve jeokimyasal verilerinin anlaşılması açısından önemlidir.

BÖLGESEL JEOLJİ

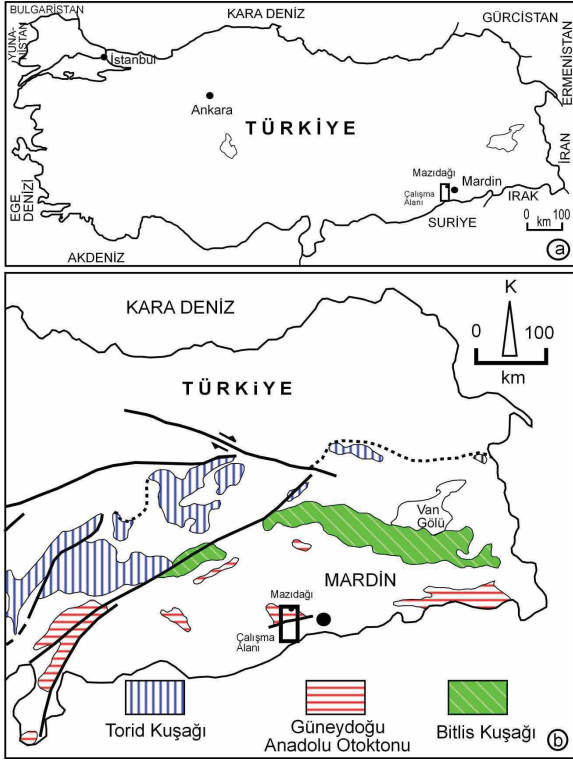
Arap Levhası'nın kuzeyini oluşturan ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi (GAB) olarak bilinen platform, başlıca Bitlis-Pütürge Kristalin Karmaşığı ve Güneydoğu Anadolu Otoktonu (GDAO) kayaçlarını kapsar (Göncüoğlu vd., 1997). GDAO'nu temsil edilen kayaçlar Arabistan levhasının kuzey ucunda yer almakta olup, Prekambriyen yaşlı Kadomiyen temel ve bunu örten Paleozoyik-Tersiyer yaş aralığına sahip sedimanter kayaçlardan oluşmaktadır (Göncüoğlu vd., 1997).

İnceleme alanı, GD Anadolu Bölgesi'nde yer almakta olup, arazideki stratigrafik, sedimantolojik ve örnekleme çalışmaları Mardin (Mazıdağı) bölgesindeki üç farklı üyeyi temsil eden istifler üzerinde yapılmıştır (Şekil 1a). İnceleme alanının kuzeyinde Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı, GD Anadolu Ofiyolit Karmaşığı; batısında ise Toros Kuşağı'na ait kayaçlar bulunmaktadır (Şekil 1b). Bitlis zonu ve batıdaki

uzantısı Pütürge Metamorfitlerinin Neotetisin kapanması sırasında Arabistan levhasının deformasyona uğramış ve metamorfizma geçirmiş bölümü olduğu öne sürülmektedir (Göncüoğlu ve Turhan, 1984). GD Anadolu Kenet zonu boyunca uzanan ve çok sayıda tektonik dilimlerden oluşan GD Anadolu Ofiyolitli Kuşağı Neotetis güney kolunun dalması sırasında yığılmış okyanusal birimler ile dalma-batma prizması kayaçlarından oluşmaktadır. Yılmaz (1993) tarafından ayrırtlanan tektonik kuşaklar (güneyden kuzeye doğru; Arap Platformu, Ekay Zonu ve Nap Bölgesi) açısından ele alındığında; GDAO otoktonu Arap Platformu içerisinde, GD Anadolu Ofiyolitli Kuşağı ve Bitlis-Pütürge Metamorfitleri ise Nap Bölgesi kayaçları içerisinde yer almaktadır.

Çalışma konusunu oluşturan Karababa Formasyonu hakkında genel jeolojik, paleontolojik, mineralojik ve jeokimyasal birçok çalışma yapılmıştır. Beer (1966, 1967) çalışmalarında bölgede üç farklı fasiyes ve iki fosfat horizonu tanımlamıştır. Berker (1972) Güney Doğu Anadolu Bölgesi, Hatay ve Hakkâri arasında uzanan geniş bir alanda ekonomik cevher zonlarını rapor etmiştir. Arda vd. (1976) Mazıdağı-Karataş bölgesi fosfat cevherlerine ait jeokimyasal sonuçlara göre bölgede U_3O_8 ve F rezervi olduğunu bildirmiştir. Çoban (1987) de yapmış olduğu çalışmada Üst Kretase yaşlı neritik kireçtaşları ile arakatlı Derik-Mazıdağı fosfatlarının şelf ortamında deniz seviyesinin yükseldiği süreçlerde çökelen farklı yapılarıdaki fosfat oluşumlarının mineralojik bileşimlerini saptamıştır. Varol (1989) Mazıdağı fosfatlarının Üst Kretase'de yükselen derin deniz sularının şelf zonuna fosfat sağladığı dönemde depolanarak çökelen zoofitoplankton'ca (diyatome) zengin organik çamurun fosfatın ana kaynağını oluşturduğunu belirtmiştir. İmamoğlu vd. (2009) Batı Kasrik üyesi (Konyasiyen-Santoniyen) fosfatlarının erken diyajenetik süreçlerle ve çevresindeki detritik getirim olmayan sedimantasyon alanlarının tektonik

yükselmesine bağlı olarak oluştuğu biçimde açıklamıştır. Mülâyim vd. (2016) Karababa ve Derdere formasyonlarında farklı 8 mikrofasiyes seviyeleri tanımlamıştır. Yazarlar, bu mikrofasiyes çalışmaları ile Derdere Formasyonu'nun lagünel ve şelf ortamında depolandığını, Karababa Formasyonu'nun ise sığ-derin deniz şelfiçi havzada depolandığını ortaya koymuşlardır.



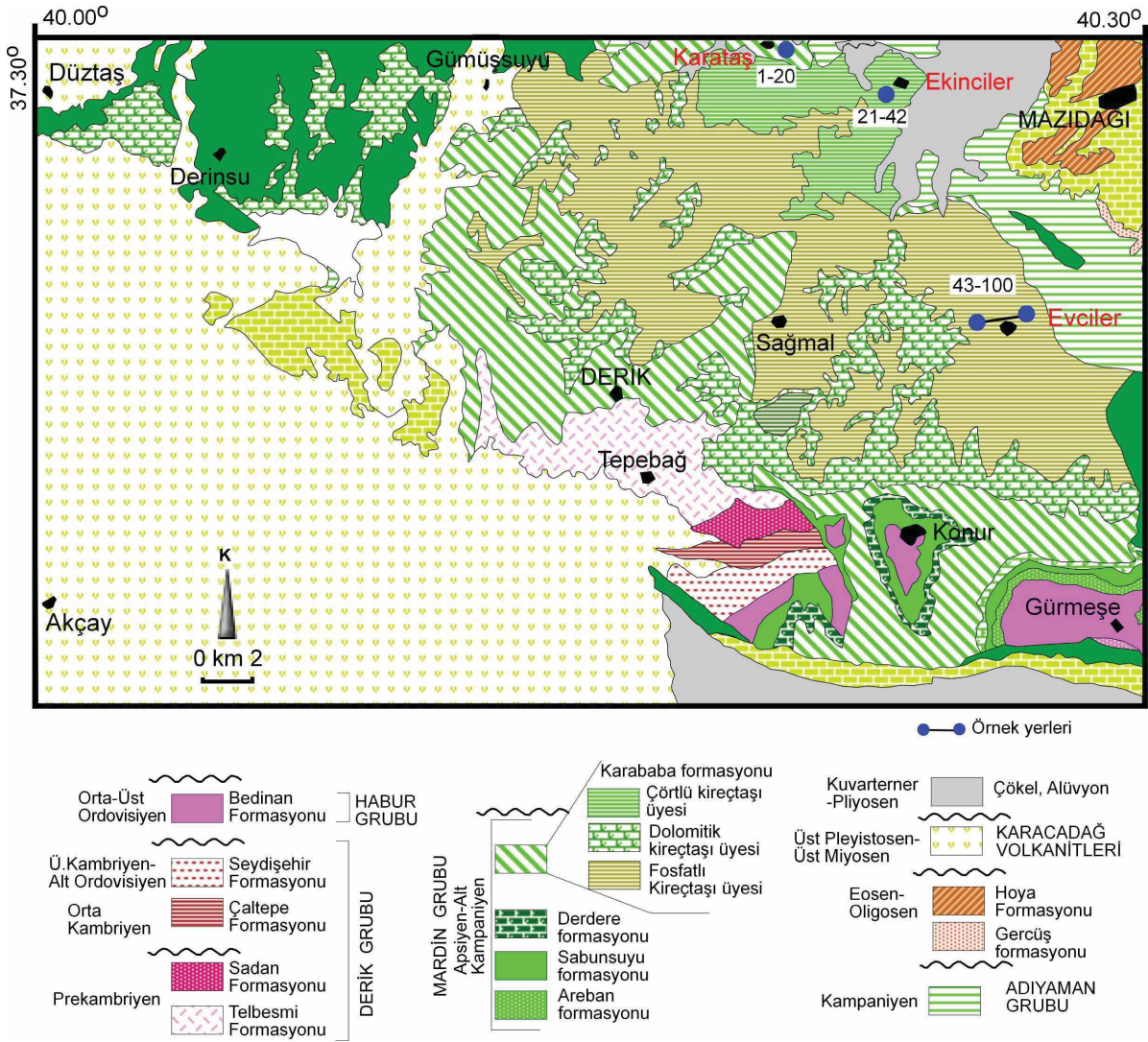
Şekil 1. a) Mazıdağı yöresinde Karababa Formasyonu'nun lokasyon haritası, **b)** Güney Anadolu'nun Tektonik Birlikleri (Göncüoğlu ve diğ., 1997)

Figure 1. a) Location map for the Karababa Formation in the Mazıdağı area, **b)** Tectonic Units of Southern Anatolia (Göncüoğlu et al., 1997).

STRATİGRAFİ VE LİTOLOJİ

Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde yüzeyleyen kayaçların stratigrafik dağılımı incelendiğinde (Yılmaz ve Duran, 1997); bölgede en yaşlı kayaçları Derik Grubu'na ait Prekambriyen yaşlı volkanojenik Telbesmi Formasyonu (Moses, 1934) veya Derik volkanikleri temsil etmektedir (Kellogg, 1960). Bu birimi sırasıyla Kambriyen yaşlı Zabuk (Taylor, 1955), Sadan (Ketin, 1964), Orta Kambriyen yaşlı Koruk (Ketin, 1964) ve Sosink (Taylor, 1955), Alt-Üst Ordovisiyen yaşlı Habur Grubu'na ait Bedinan (Cobb, 1957) ve Halevikdere (Monod vd., 2003) formasyonları izlemektedir. Kretase yaşlı Mardin Grubu kayaçları ise bölgede örtü kayaç konumunda olup, bu birimlerin üstüne uyumsuz olarak gelmektedir (Schmidt, 1935; Tuna 1973; Sungurlu, 1973). Mardin Grubu üzerinde Kampaniyen yaşlı (83,6 milyon yıl önce: MYÖ) Adıyaman Grubu'na ait fosfat ve glokonit içeren kireçtaşı, silisli kireçtaşı ve çörtle temsil edilen Karaboğaz formasyonu uyumsuz olarak gözlenmektedir (Gossage, 1956). Kampaniyen yaşlı olarak kabul edilen birim, derin deniz ve sığ denizel bank/resifal ortamı temsil eden killi ve çörtlü kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şengündüz ve Aras, 1986; Wagner ve Tuna, 1988; Uygur ve Aydemir, 1988; Duran, 1991; Çoruh, 1991; Güven vd., 1991a, 1991b).

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Mardin Grubu'na ait Üst Kretase yaşlı Karababa Formasyonu, inceleme alanı Mardin-Mazıdağı yöresinde 1:100.000 ölçekli N44 paftasında kalan alanları kapsamaktadır (Şekil 2). Çalışma alanında Karababa formasyonunu temsil eden 3 farklı lokasyon Karataş Köyü başlangıç: $37^{\circ}49'45''K / 40^{\circ}29'76''D$ ve bitiş: $37^{\circ}49'42''K / 40^{\circ}32'94''D$, Ekinciler Köyü ($37^{\circ}48'15''K / 40^{\circ}38'81''D$) ve Evciler Köyü'nde ($37^{\circ}40'17''K / 40^{\circ}44'76''D$) inceleme yapılmıştır.



Şekil 2. Mardin (Mazıdağı) çevresinin 1/100.000 ölçekli N44 paftasının jeolojik haritası (Umut, 2011).

Figure 2. Simplified geological map (1:100.000 scale) N44 sheet for Mardin (Mazıdağı) and surroundings (Umut, 2011).

Güneydoğu Türkiye’de Üst Kretase yaşlı Karababa Formasyonunu temsil eden stratigrafik istifler batıdan doğuya doğru Amanos dağları, Antakya (Yayladağ), Kilis (Musabeyli), Adıyaman (Gölbaşı, Gerger, Besni), Şanlıurfa (Bozova fayı ve kuzeyinde), Diyarbakır (Çüngüş; Çermik, Hazro), Mardin (Derik), Siirt (Kambosdağ) ve Şırnak (Uludere) yörelerinde mostralar vermektedir. Karababa Formasyonu ilk kez Gossage (1956) tarafından Adıyaman ilinin 32 km güneyinde

yer alan Karababa dağının güney kesiminde tanımlanmıştır. Bu formasyon Sabusuyu, Çiftlik, İnşidere ve Karababa ölçülü stratigrafik kesit alanlarında kuyularda saptanan fosiller temelinde farklı litofasiyelerinin Üst Konyasiyen-Erken Santoniyen ve Santoniyen-? Erken Kampaniyen yaşı aralığında çökelediği belirtilmiştir (Erenler, 1989; Çoruh, 1991; Çoruh vd., 1997).

İnceleme alanında Karababa Formasyonu üyelerinin Mazıdağı (Mardin) ve civarında ölçülen

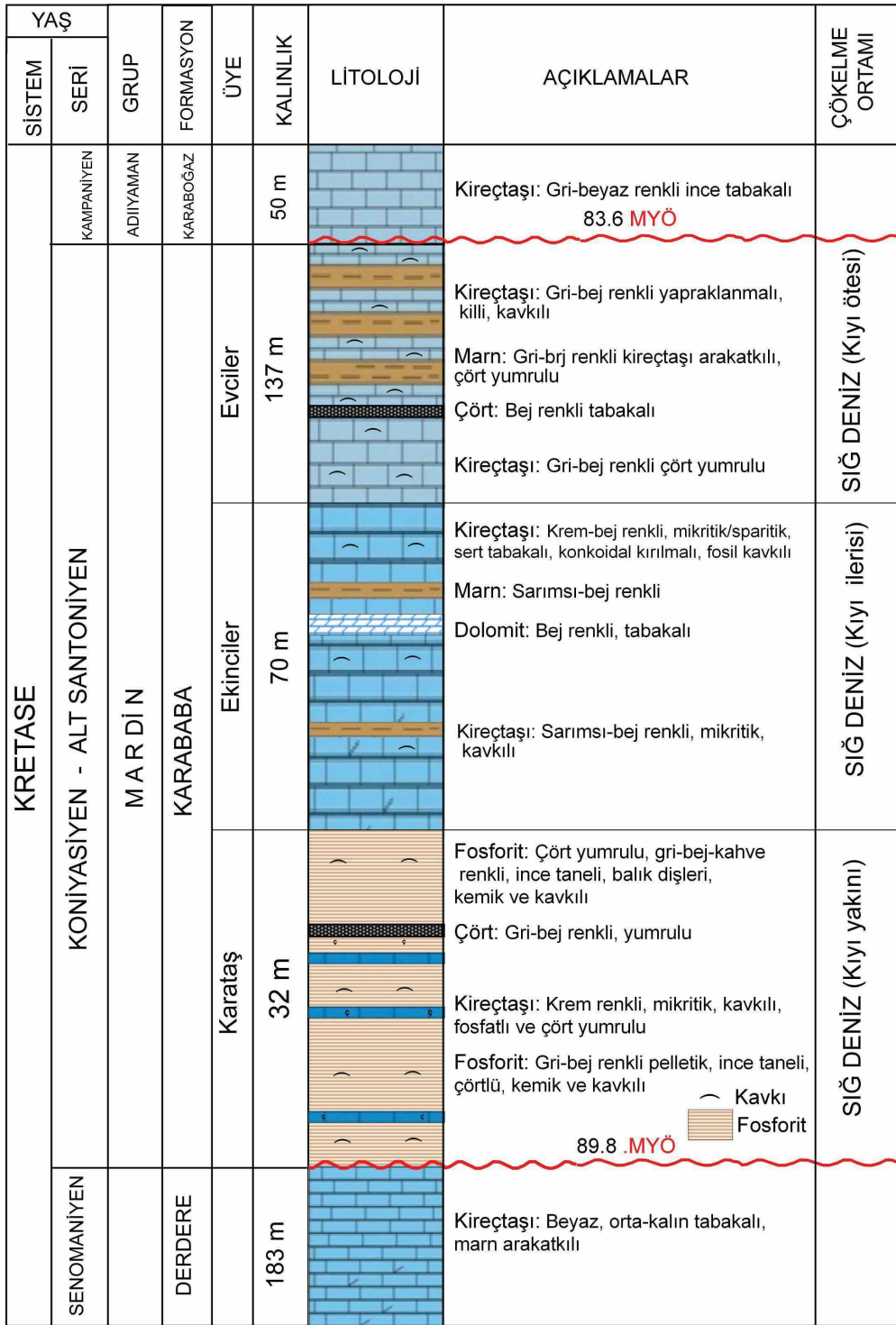
kesitteki stratigrafik ve sedimentolojik özelliklerini gösteren kolon kesit Şekil 3’de verilmiştir. İnceleme alanında tabanda Mardin Grubu’na ait Senomaniyen yaşlı kireçtaşı ve dolomitlerden oluşan Derdere Formasyonu (Handfield vd., 1959) yer almaktadır. Derdere Formasyonu üzerine Koniyaşiyen-Alt Santoniyen yaşlı (89,8 My önce) denizel transgresyon ile Karababa Formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir. Bu çalışmada Karababa formasyonu fosfat içeriği ve farklı litofasiyes özellikleri gösteren üç üyeye ayrılarak tanımlanmış ve incelenmiştir. Karababa Formasyonu tipik kesit alanları Karataş (32 m), Ekinciler (70 m) ve Evciler (137 m) köyleri olmak üzere üç farklı alanda incelenerek ölçülmüş ve toplam kalınlık 239 m olarak tespit edilmiştir.

Formasyona ait istifin tabanını temsil eden Karataş üyesi, Mazıdağ’ının 16 km kuzeybatısında yer alan Karataş Köyü’nde incelenmiş olup, yörede 32 m kalınlıkta sığ deniz ortamını (kıyı yakını) temsil eden fosfatlı seviyeler bulunur. Birim, tabanda kalınlığı 5 metre olan, gri bej renkli çok ince taneli, ayrıışmış, karbonatlı fosforit türü kayalar ile başlamaktadır (Şekil 4a). Bu seviyeler oldukça sert yapıda 2-8 cm çapında beyaz elipsoyidal şekilli çört yumruları ve bol fosil kavkaları içermektedir (Şekil 4b). Fosforit olarak tanımlanan örnekler pekişmemiş kumlara benzerliği ile dikkat çekmektedir. Bu seviyenin üzerine kalınlığı yaklaşık 1 metre kalınlıkta fosfat içeren kireçtaşları gelmektedir. Fosfatlı kireçtaşları üzerine kalınlığı 3 metre olan ve çört nodüllü arakatıkları içeren gri renkli ince taneli fosforitler gelmektedir (Şekil 4c). Üst seviyelerde bej renkli, kalınlığı yaklaşık 2 metre fosfat içeren kireçtaşlarının geldiği saptanmıştır. Bu alanda nodüler çört seviyelerin kalınlıkları 20-30 cm arasında değişmektedir. Kireçtaşlarının tabanında gri bej renkli, kalınlığı 4 metre, yer yer ayrıışmış fosforitler bulunmaktadır. Bu seviyenin üzerinde ise beyaz-bej renkli sert fosfatlı karbonat seviyeleri

dikkat çekmektedir (Şekil 4d). Bej renkli çört nodüllerinin 20-50 cm arasında değişen çapda olduğu, içyapılarının ise konsantrik halkalardan oluşan sedimanter yapılar sergilediği gözlenmiştir (Şekil 4e).

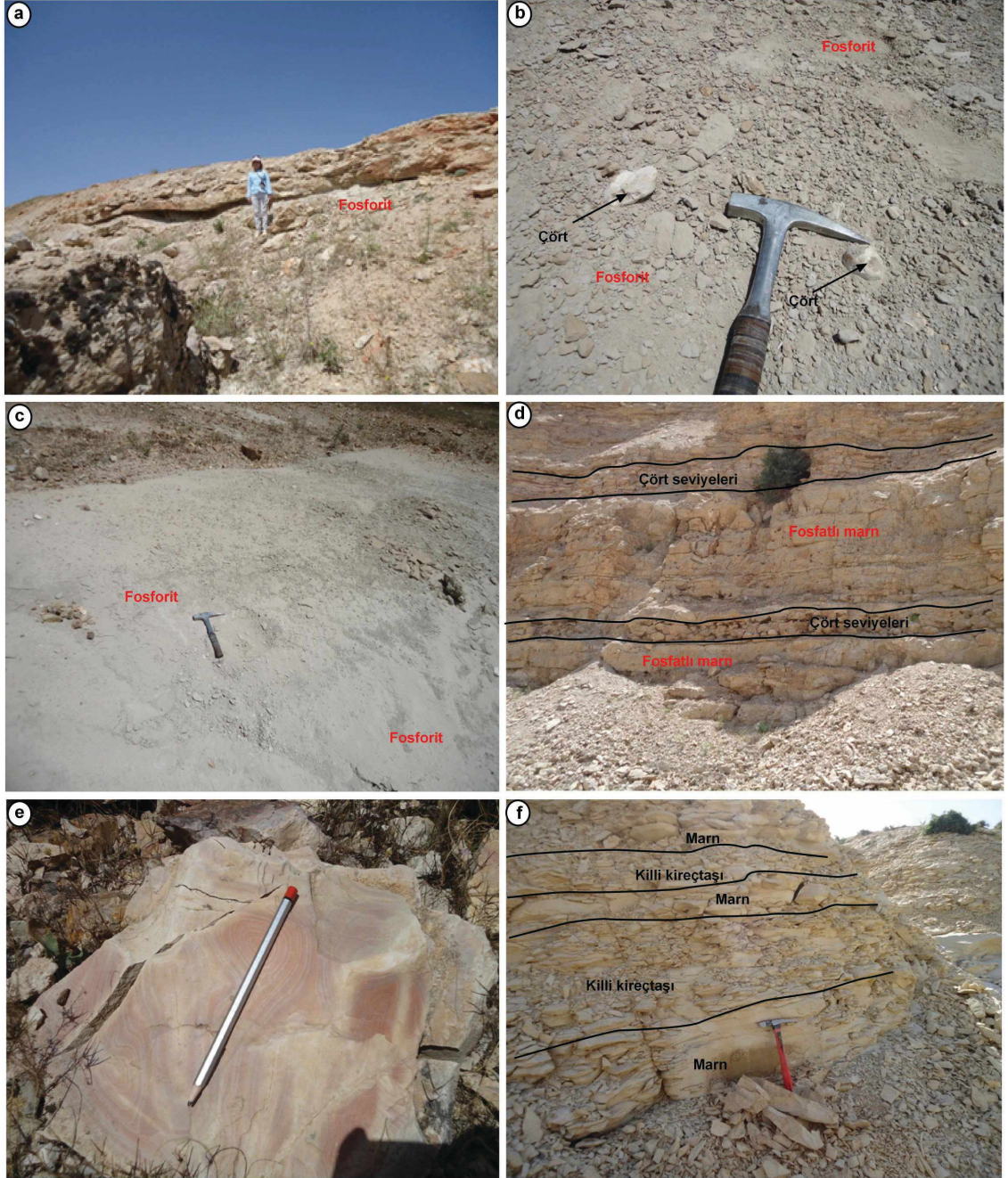
Ekinciler üyesi Ekinciler köyü civarında incelenmiş olup üyeyi oluşturan birimler toplam kalınlığı 70 m olan kıyı ilerisi ortamda çöklemiştir. Kesit tabanda bej renkli kalınlığı 10 metre olan kireçtaşı ile başlamaktadır. Kireçtaşlarının üzerine 15 metre kalınlıkta konkoyidal kırıklı bej renkli killi kireçtaşları ve krem- bej renkli sert marn tabakaları gelmektedir (Şekil 4f). Bu lokasyonda ayrıca krem renkli plaketli dolomitik seviyeler de saptanmıştır. Dolomitik seviyelerin daha üst kısmında yaklaşık 29 metre kalınlıkta beyaz renkli sert killi kireçtaşı görülmektedir. Bu seviyeleri, sırasıyla marn arakatıkları içeren bej renkli sert killi kireçtaşı ve kireçtaşı aralanması takip etmektedir.

Evciler üyesi olarak tanımlanan üçüncü üye Mazıdağ’ının 11 km güneybatısında yer alan Evciler Köyü kesitinde incelenmiş olup, bu üyeyi oluşturan birimler istifin derinleşen kesimini temsil eden etkin dalga tabanı altındaki kıyı-ötesi ortamında çöklemiştir. Toplam kalınlığı 137 m olan kesit alanında tanımlanan litolojiler şu şekildedir: Tabanda sarımsı-bej renkli kalınlığı yaklaşık 10 metre olan çört yumruları içeren sert kireçtaşı seviyeleri ile başlamaktadır. Kireçtaşlarının üzerine kalınlığı 20 metre olan gri-bej renkte yapraklanmalı, ayrıışmış görünümde killi kireçtaşları gelmektedir. Kireçtaşlarının üzerine 20 metre kalınlıkta gri bej renkli yapraklanmalı marn seviyeleri ve bunu 10 metre kalınlıkta krem renkli killi kireçtaşı seviyeleri takip etmektedir. Marn tabakalarının içerisinde yer ye çört yumruları ve bol fosil kavkaları da içerdiği saptanmıştır. Karababa Formasyonu transgresif istifinin çökeltme ortamının derinliğinin üste doğru artmakta olduğu gözlenmektedir.



Şekil 3. Geç Kretase yaşlı Karababa Formasyonu üyelerinin Mazıdağı ve çevresinde ölçülen kesitteki stratigrafik ve sedimentolojik özelliklerini gösteren kolon kesit (MYÖ: Milyon Yıl Önce).

Figure 3. Columnar section showing stratigraphy and sedimentological features of members belonging to the Karababa Formation measured around Mazıdağı.



Şekil 4. Karababa Formasyonu'na ait üyelerin arazi görünüşleri, **a)** Gri bej renkli karbonatlı fosforit seviyeleri (Karataş köyü güneybatısı), **b)** Beyaz çört yumrulu pekişmemiş fosforit seviyeleri (Karataş Köyü güneybatısı), **c)** Tabanda ayrılmış görümlü gri renkli fosforit ve üstte bej renkli sert fosfatlı kireçtaşı tabakaları (Karataş Köyü), **d)** Gri-bej renkli iri çört nodülleri ve fosfatlı marn seviyelerinin ardalanması (Karataş Köyü güneyi), **e)** İri çört nodülleri içerisinde konsantrik halka oluşumları, **f)** Konkoyidal kırıklar gösteren bej renkli killi kireçtaşları ve krem- bej renkli sert marn tabakaları (Ekinciler Köyü).

Figure 4. Field views of members belonging to the Karababa Formation, **a)** Gray-beige-colored carbonate phosphorite levels (southwest of Karataş village), **b)** Unconsolidated phosphorite levels of nodular white chert

(southwest of Karataş Village), **c**) Weathered gray colored phosphoritic at the base and beige-colored hard phosphate limestone layers on top (Karataş Village), **d**) Alternations of gray-beige-colored large chert nodules and phosphate marl levels (south of Karataş Village), **e**) The highest ring formations with large chert nodules, **f**) Beige clayey limestones showing conchoidal fractures and cream-beige hard marl layers (Ekinciler Village).

MATERYAL VE YÖNTEM

Mardin (Mazıdağı) çevresindeki Karababa Formasyonu'nu temsil eden kayaçlarının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin saptanması amacıyla arazi çalışmasında çoğunluğu ölçülü kesitler boyunca yaklaşık 1 kg ağırlığında toplam 99 adet örnek derlenmiştir (Yıldırım, 2019).

Sunulan bu çalışmada alttan Aydınlatmalı Polarizan Mikroskop, X-ışınları difraktometresi ve İndüktif Plazma -Kütle Spektrometresi (ICP-MS) cihazlarına dayalı incelemeler yapılmıştır. Bunlar sırasıyla ince kesitlerden itibaren optik mikroskopi (OM), taramalı elektron mikroskop incelemeleri (SEM), X-ışınları difraksiyonu (XRD) tümkayaç (TK), kil fraksiyonu (KF) ve jeokimyasal analizleri (ICP-MS) kapsamaktadır. Bunlardan petrografik incelemeler bütünüyle Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde; Kırma-Öğütme-Eleme, Kil Ayırma ve XRD analizleri Batman Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Araştırma Laboratuvarları'nda yapılmıştır. Kimyasal analizler ise Acme Laboratuvarları'nda (Kanada) gerçekleştirilmiştir.

Bu çalışma için seçilen örnekler Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği İnce Kesit Laboratuvarında lam preparatlar biçiminde hazırlanmıştır. Optik mikroskop incelemeleri NIKON ve LEICA marka trinoküler alttan aydınlatmalı polarizan mikroskobunda yapılmıştır.

XRD çalışmalarında kullanılan örneklerden sert olanlar önce 3-5 cm'lik parçalar halinde

çekile kırıldıktan sonra RETSCH marka BB-100 model marka çeneli kırıcıda 5 mm'den küçük taneler halinde ve RETSCH marka RM-200 model tungsten karbid çanaklı öğütücüde kayaçların sertlik durumuna göre ortalama 10-20 dk süreyle öğütülmüştür. Bu şekilde elde edilen toz malzeme plastik (polietilen) poşetler içine konulup etiklendikten sonra çözümlenmeler için hazır duruma getirilmiştir. XRD çözümlenmeleri Rigaku marka Miniflex-II model X-ışınları difraktometresinde (Anot = Cu ($CuK_{\alpha}=1.541871 \text{ \AA}$), Filtre = Ni, Gerilim = 35 kV, Akım = 15 mA, Gonyometre hızı = 2°/dak., Kağıt hızı = 2cm/dak., Zaman sabiti = 1 sn, Yarıklar = 1°0,15 mm 1°0,30 mm, Kağıt aralığı = 2θ = 5-35°) yapılmıştır. Seviyelerden alınan kayaçlarda tümkayaç ve kil boyu bileşenleri (<2 µm) tanımlanmış (J.C.P.D.S., 1990) ve yarı nicel yüzdeleri de dış standart yöntemi (Brindley, 1980) esas alınarak hesaplanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu hesaplamalarında tüm kayaç için dolomit, kil fraksiyonu için glikollü çekimlerden itibaren kaolinit minerali (Yalçın ve Bozkaya, 2002), d-mesafeleri için kuvars iç standart olarak kullanılmıştır. Kil mineralleri (001) bazal yansımalarına göre tanımlanmıştır.

Saf ve saf yakın olarak hazırlanmış fillosilikat / kil fraksiyonu ve apatit minerallerinde ana, iz ve nadir toprak element (REE) çözümlenmeleri Kanada'daki Acme Laboratories Ltd. (Acmelabs) şirketine yaptırılmıştır. Ana element çözümlenmelerinde lityum metaborat/tetraborat füzyon ICP, iz/eser ve REE çözümlenmelerinde ICP-MS yöntemleri kullanılmış olup, analiz yönteminin ayrıntıları ve aletsel deteksiyon limitleri firmanın web sayfasında yer almaktadır (<http://www.acmelab.com/>).

SEM incelemeleri Ankara Maden Tetkik ve Arama Müdürlüğü Mineraloji ve Petrografi Araştırma Laboratuvarları'nda yapılmıştır. Farklı litolojileri temsil eden 10 adet örnek üzerinde IXRF-EDS sistemine sahip SEM JEOL marka JSM-6490 LV taramalı elektron mikroskobu ile inceleme yapılmıştır. Aletsel koşullar Zaman

Sabiti (TC) = 32,0, kV = 20,0, WD = 22 mm olarak düzenlenmiştir.

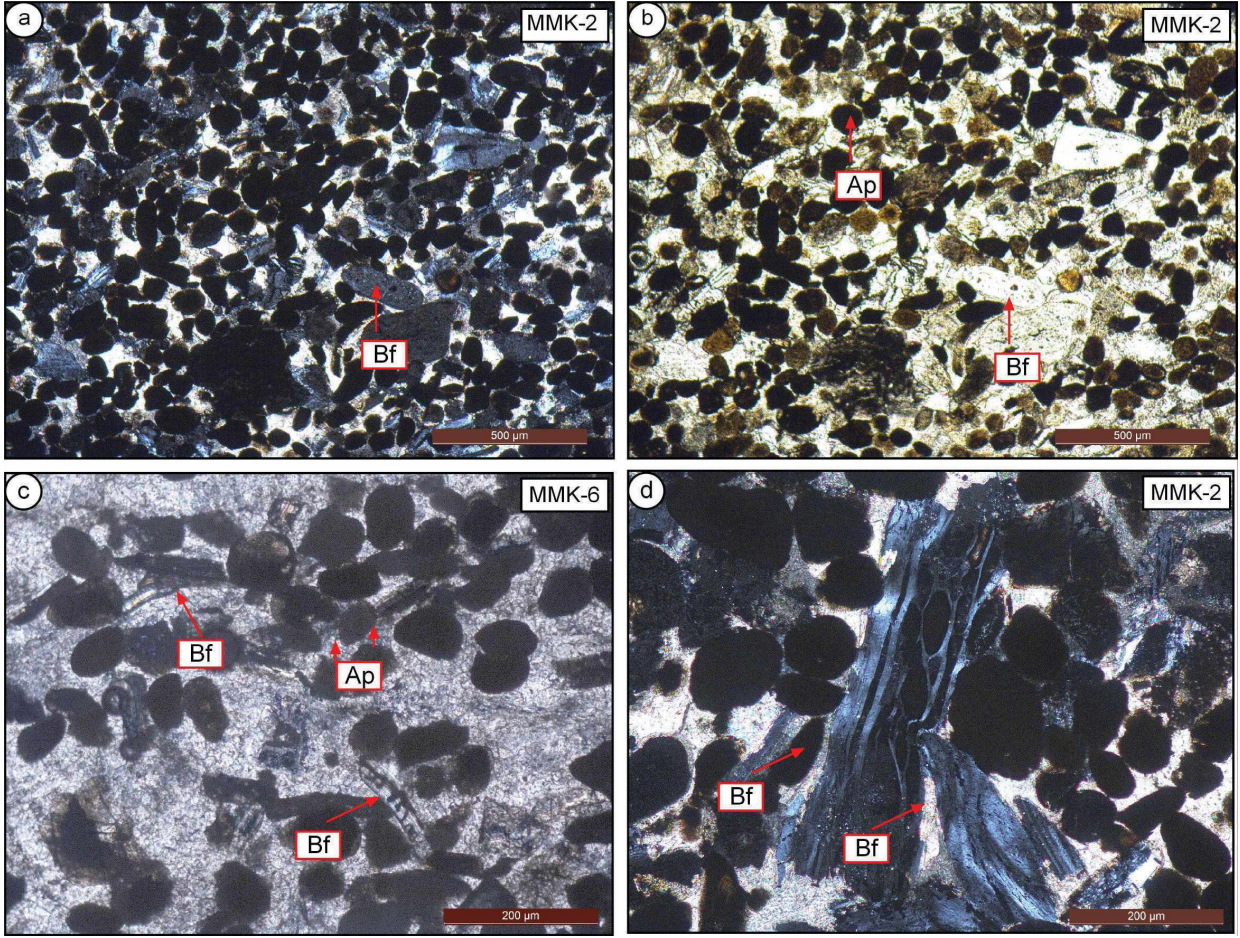
PETROGRAFİ

İnce-Kesit Petrografisi

Birime ait karbonat (fosfopelmikrit, pelmikrit, mikrit, biyomikrit, mikrosparit, biyomikrosparit) kayaç türleri mikritik ve sparitik dokuya sahip kireçtaşlarıdır. Karababa Formasyonu'nda ortokemi mikritik ve sparitik çimento, allokemleri kavkı, pellet, kemik parçaları (balık dişleri), silt boyutunda kuvars ve feldispat taneleri oluşturmaktadır. Mikritik dokulu kireçtaşlarında bol miktarda pellet, kemik parçaları ve fosil kavkıları bulunmaktadır (Şekil 5a). Bu kayaçların dokusal özellikleri, allokem ve ortokem bileşimleri, mineralojik bileşimleri Folk (1962) çalışması temel alınarak ayrıntılı olarak adlandırılmıştır. Özellikle pellet ve kemik parçalarının fosfatlaşmış bileşimini temsil eden apatit minerallerinin (X-ışınları Difraksiyonu (XRD) ile belirlenen) bolluğuna (> %15) göre bazı kayaçlarda adlandırmada “fosfo” ön eki kullanılmıştır. Karababa Formasyonu'nun ilk üyesini temsil eden alanlarda gözlenen kayaçlar mikritik dokulu olup, allokemleri pellet, kemik parçaları (bone fragment) ve kayaç parçaları oluşturmaktadır. Pelletler küresel ve elipsoyidal şekilde olup, izotrop görünüm sergilemektedir (Şekil 5b). Pelletler 50-200 µm arasında değişen boyutlara sahiptir. Bazı türleri ışığı geçirirken bazı türleri polarize ışığı geçirmemekte olup izotrop görünüm sunmaktadır (Şekil 5c). Bu kayaçlarda ayrıca iri kayaç parçalarına da rastlanılmıştır. Allokemler mikritik çimento içerisinde dağılmış durumda gözlenmektedir. Allokemlerden kemik parçaları ise levhamsı bir görünüm sunmakla

birlikte renksiz olarak gözlenmektedir (Şekil 5d). Bu kayaçlarda izotrop görünümlü pelletler ve farklı şekilli kemik ve diş? kalıntıları tipik olarak ortaya çıkmaktadır. Ortokem, allokem ve mineral bileşimine göre bu kayaçlar fosfopelmikrit olarak adlandırılmıştır. Formasyonun diğer üyelerini temsil eden kayaçlar ise ortokem bileşimi mikritik yer yer de sparitik doku gösteren kireçtaşlarıdır. Bu kayaçlarda tali mineraller (apatit) ve az miktarlarda kuvars, feldispat (plajiyoklaz), serizit, mika (muskovit) bulunmaktadır. Ayrıca bu kayaçlarda mikrolaminasyonlar da gözlenmektedir. Gözeneklerde kuvars ve feldispat mineralleri bulunmaktadır. Bu kayaçlar ortokem ve allokem bileşimlerine göre biyomikrit olarak adlandırılmıştır.

Formasyonun diğer seviyelerinde (Ekinciler ve Evciler) benzer kayaç türleri bulunmaktadır. Mikritik ve/veya sparitik dokulu bu kayaçlarda ise bol fosil kavkıları yer almasıdır. Fosil kavkıları boyutları ve türlerine göre değişiklik sunmaktadır (Şekil 6a ve b). Bu kayaçlarda aynı zamanda izotrop FeO seviyeleri de bulunmaktadır. Çatlaklar kalsit dolgululu olup, kuvars ve feldispat mineralleri gözeneklerinde yer almaktadır. Allokem ve ortokem bileşimlerine göre bu kayaçlar biyomikrit ve biyomikrosparit olarak adlandırılmıştır. Çört türü kayaçlar bütünüyle mikrokristalin silis minerallerinden oluşmaktadır. Bu kayaçlarda kalsit mineralleri özşekilli olarak ortaya çıkmaktadır. Bu kayaçlarda ayrıca bıçak şekilli 500-2000 µm arasında değişen boyutlara sahip olasılıkla balık dişleri (fish teeth) olduğu düşünülen, kuvars dolgululu fosiller de saptanmıştır (Şekil 6c). Biyomikrosparit örnekleri fosil kavkılarından bol miktarda *milliloides* türleri saptanmıştır (Şekil 6d).



Şekil 5. Karababa Formasyonu Karataş üyesi kayaçlarına ait optik mikrofotograf görüntüleri, **a)** Fosfopelmikrit örneğinde pelletik apatit mineralleri ve kemik parçaları (çift nikol: CN), **b ve c)** Fosfopelmikrit örneğinde optik izotrop görünümde pelletik apatit mineralleri ve levhamsı kemik parçaları (tek nikol: TN), **d)** Fosfopelmikrit örneğinde izotrop görünümde pelletik apatit mineralleri ve fosfatlaşmış iri kemik parçaları (çift nikol, CN) (Ap: Apatit, Bf: Kemik parçaları).

Figure 5. Optical microphotographs of rocks from the Karataş member belonging to the Karababa Formation, **a)** Pelletitic apatite minerals and bone fragments in a phosphopelmicrite sample (crossed polarized light/crossed polars: CN), **b and c)** Optic isotropic pelletitic apatite minerals and platy bone fragments (CN, plane polarized light: TN) in a phosphopelmicrite sample, **d)** Isotropic pelletitic apatite minerals and phosphatized large bone fragments (CN) in a phosphopelmicrite sample (Ap: Apatite, Bf: Bone fragments).

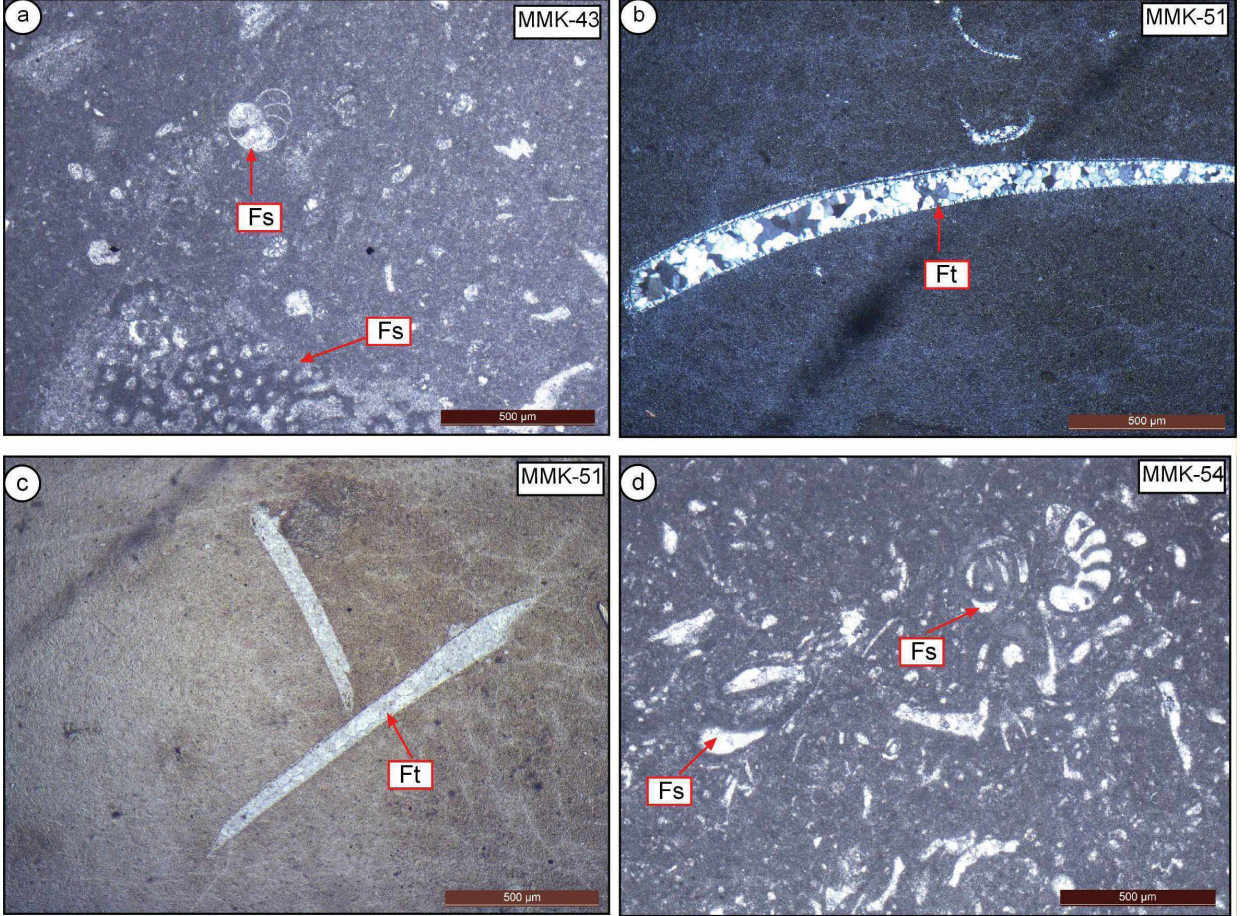
Taramalı Elektron Mikroskop İncelemeleri

Çoğunlukla karbonat ve kil mineralleri içeren ve 7 farklı litoloji ve parajenez sunan örnekler üzerinde yapılan SEM incelemelerine göre kayaçların dokusal ve özellikle apatit ve kil minerallerinin (simektit, illit, paligorskit) morfolojik özellikleri önemli farklılıklar sunmaktadır.

Fosfopelmikrit olarak tanımlanan örneklerde özellikle apatit mineralleri küresel ve elipsoyidal şekiller sunmakta olup, boyutları 100-200 µm arasında değişmektedir (Şekil 7a, b). Taneler oldukça gevşek çimento malzemesi tarafından doldurulmuştur. Apatit minerallerinin, çevresindeki kalsit ve/veya mikrokristalin apatit bileşiminde,

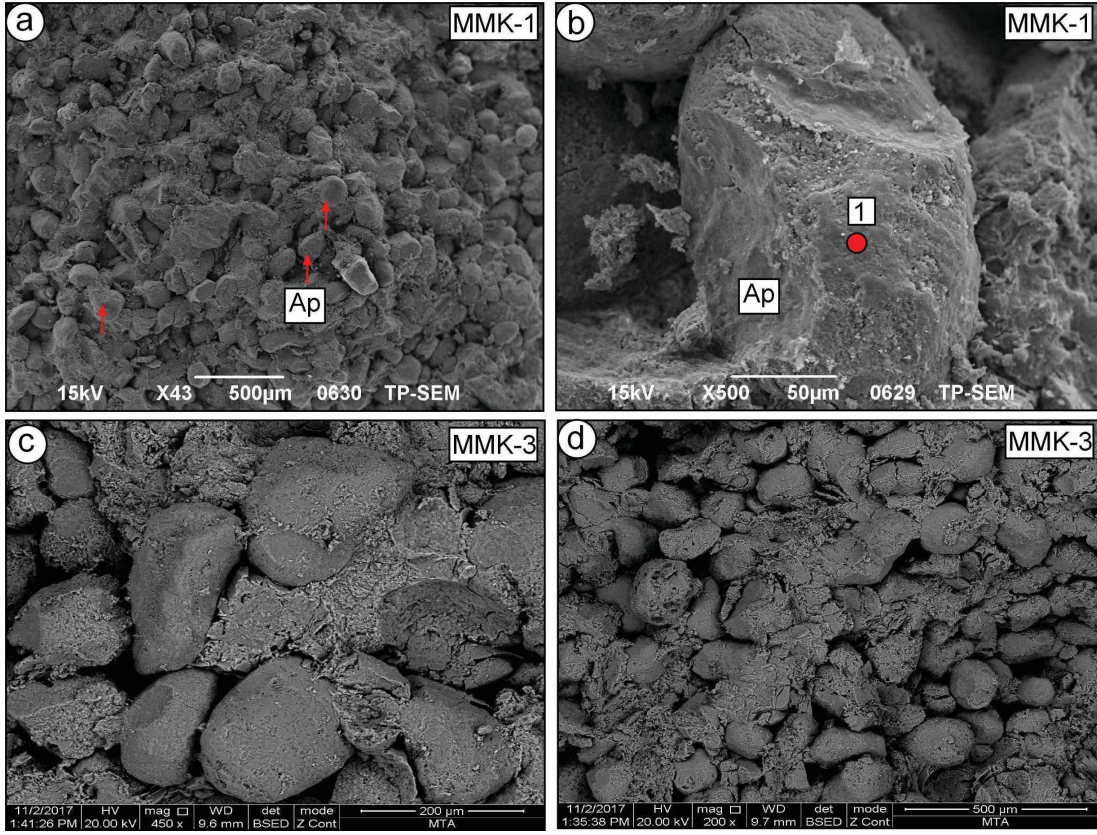
çimento içerisinde bağımsız görünümde olması, bu minerallerin doğrudan oluştuğu izlenimi vermektedir (Şekil 7c, d). Apatit mineraline ait EDS spektrum sonuçlarında ağırlıkça yaklaşık P, Ca ve F elementleri saptanmıştır (Şekil 8). EDS sonuçlarına göre elde edilen kimyasal bileşim XRD ile tanımlanmış olan karbonatflorapatit (CFA)

tanımlaması ile uyumludur. Apatit mineralleri bazı kayalarda kalın levhamsı bir görünümde ortaya çıkmaktadır. Bu oluşumlar olasılıkla fosfatlaşmış kemik parçaları olarak değerlendirilmiştir. Bu kayalarda, ender de olsa gözeneklerde yapraksı simektit oluşumları da gözlenmiştir.



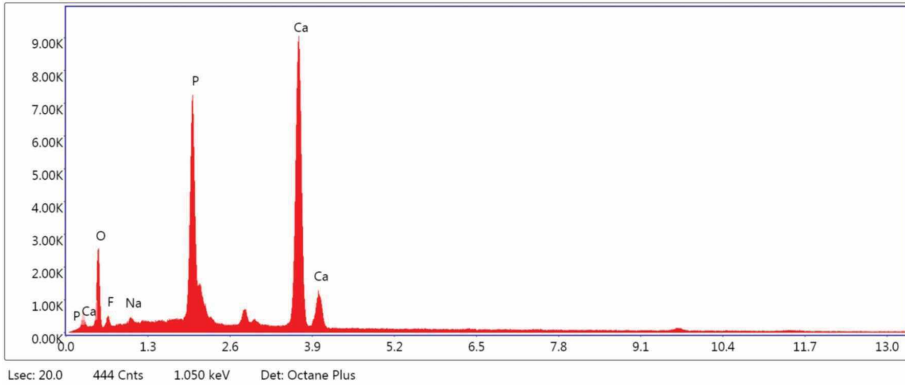
Şekil 6. Karababa Formasyonu Ekinciler ve Evciler üyesi kayaçlarına ait optik mikrofotograf görüntüleri, **a)** Biyomikrosparitte fosil kavkılarının optik mikrofotograf görüntüsü (TN) **b)** Tamamıyla silisleşmiş seviyelerde çört örneğinde silis dolgululu balık dişleri (CN), **c)** Çört örneğinde kama şekilli mikro balık dişleri (TN), **d)** Biyomikrosparite örneğinde milliloides fosil kavkılarının optik mikrofotograf görüntüsü (TN) (Fs: Fosil, Ft: balık dişleri).

Figure 6. Optical microphotographs of rocks from the Ekinciler and Evciler members of the Karababa Formation, **a)** Fossil shells in biomicrosparite (TN), **b)** Silica filled fish teeth in chert sample at completely silicified levels (CN), **c)** Wedge-shaped micro fish teeth in chert sample (TN), **d)** Milliloides fossil shells in the biomicrosparite sample (TN) (Fs: Fossil, Ft: fish teeth).



Şekil 7. Karababa Formasyonu fosfopelmicrit örneğinin SEM mikrofotografı (Karataş üyesi), a) elipsoidal apatit mineralleri ve mikrokristalin karbonat/apatit çimento, b) özşekli apatit mineralleri (1: EDS spektrum noktası), c) iri taneli apatit minerallerini çevreleyen mikrokristalin karbonat ve apatitik çimento, d) Özşekli apatit mineralleri (Ap: Apatit).

Figure 7. SEM microphotographs of the Karababa Formation phosphopelmicrite sample (Karataş member), a) ellipsoidal apatite minerals and microcrystalline carbonate/apatite cement, b) euhedral apatite minerals (1: EDS spectrum point), c) microcrystalline carbonate and apatitic cement surrounding coarse-grained apatite minerals, d) Euhedral apatite minerals (Ap: Apatite).

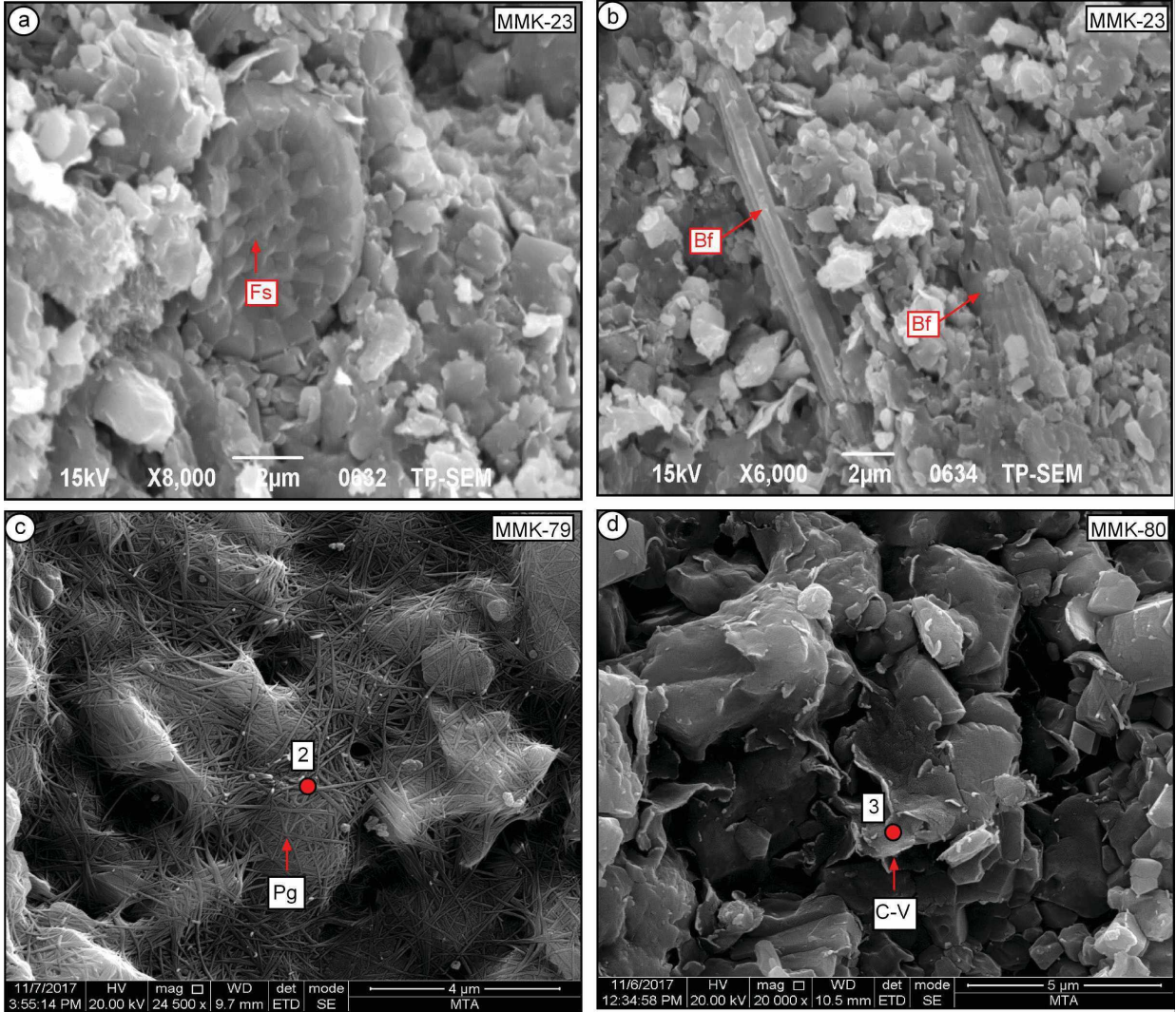


Şekil 8. Apatit minerallerinde 1 nolu alanda EDS spektrum sonucu.

Figure 8. EDS spectrum result for area 1 in apatite minerals.

Biyomikrosparit örneğinde mikrosparitik çimento içerisinde farklı türde fosil kavkaları bulunmaktadır (Şekil 9a). Bu örneklerde gözeneklerde yapraksı simektit oluşumları

da saptanmıştır. Levhamsı kemik parçaları da gözlenmiştir (Şekil 9b). Ayrıca matrikste ayrıca 1-2 µm uzunlukta ışınsal paligorskite lifleri de gözlenmiştir.



Şekil 9. Karababa Formasyonuna ait örneklerin SEM mikrofotografaları (Ekinciler ve Evciler üyesi, **a**) biyomikrosparit örneğinde fosil kavkaları, **b**) biyomikrosparit örneğinde levhamsı kemik parçaları, **c**) marn örneğinde ışınsal paligorskite oluşumlarında örgüsel liflerin görüntüsü, **d**) kalın yapraklar biçiminde C-V mineralleri (C-V: Klorit-vermikülit, Pg: Paligorskite).

Figure 9. SEM microphotographs of samples belonging to the Karababa Formation (Ekinciler and Evciler members), **a**) fossil shells in biomicrosparite sample, **b**) platy bone fragments in biomicrosparite sample, **c**) image of woven fibers in radial paligorskite formation in marl sample, **d**) C-V minerals in the form of thick leaves (C-V: Chlorite-Vermiculite, Pg: Palygorskite).

Marn türü kayaçlarda özellikle XRD sonuçlarında ortaya çıkan paligorskit minerallerinin SEM incelenmesi ve bu minerallerin tanımlanması amacıyla kil oranı yüksek olan kayaçlar seçilmiştir. Bu kayaçlarda ender de olsa dolomit minerallerine rastlanılmıştır. Paligorskit minerallerinin bulunduğu örneklerde dolomit minerallerine rastlanılmış olması bu mineralin dolomit minerallerinin bozunması sonucu veya ortama taşınan Mg iyonları (ofiyolitik oluşum) ile oluşan neoformasyon mineralleri olduğu biçiminde değerlendirilmiştir. Paligorskit mineralleri kalın (lata) ve ağsı kümeler şeklinde gözlenmektedir. Matriks içinde olduğu düşünülen diğer kil minerali ise karışık tabakalı illit-vermikülit (I-V) mineralleri olup, yapraksı görünümleri dikkat çekmektedir. İnce-uzun-ışınal örgüsel görünümdeki paligorskit/sepiyolit? lifleri oldukça uzun olup, 8 µm'den daha büyük boyutta olduğu tahmin edilmektedir (Şekil 9c).

Karababa Formasyonu marn örneğinin kalsit mineralleri özşekilli kristaller şeklinde gözlenmektedir. Marn kayacının karbonat mineralleri içerisinde matrikste lifsel paligorskit mineralleri tipiktir. Paligorskitler 2 µm'den daha uzun boyutlara sahiptir. Paligorskitler kalın görünümde yumaklar biçiminde dağılmaktadır. Bu mineraller yer yer ince ışınal lifler şeklinde de (sepiyolit?) bulunmaktadır. Formasyona ait diğer bir marn örneğinde yapılan SEM incelemelerinde matrikste lifsel paligorskit yumak oluşumları gözlenmiştir. Marn örneklerinde parajenezeye katılan diğer kil mineral türü ise karışık tabakalı klorit-vermikülit (C-V) olup, kalın yapraklar biçiminde bulunmaktadır (Şekil 9d). Bu örnekte yapılan EDS analizleri dolomit minerallerinde Ca ve Mg bileşimini ortaya koymuştur. Ayrıca paligorskit/sepiyolit? mineralinin EDS sonuçlarında ise Mg, Al, Ca, Fe ve K elementleri dikkat çekmektedir. Aynı örnekte EDS spektrum noktasında elde edilen kimyasal analiz sonucuna göre karışık tabakalı C-V minerali için Fe, Mg, Ca ve K element pikleri ortaya çıkmıştır.

X-Işını Difraksiyon İncelemeleri

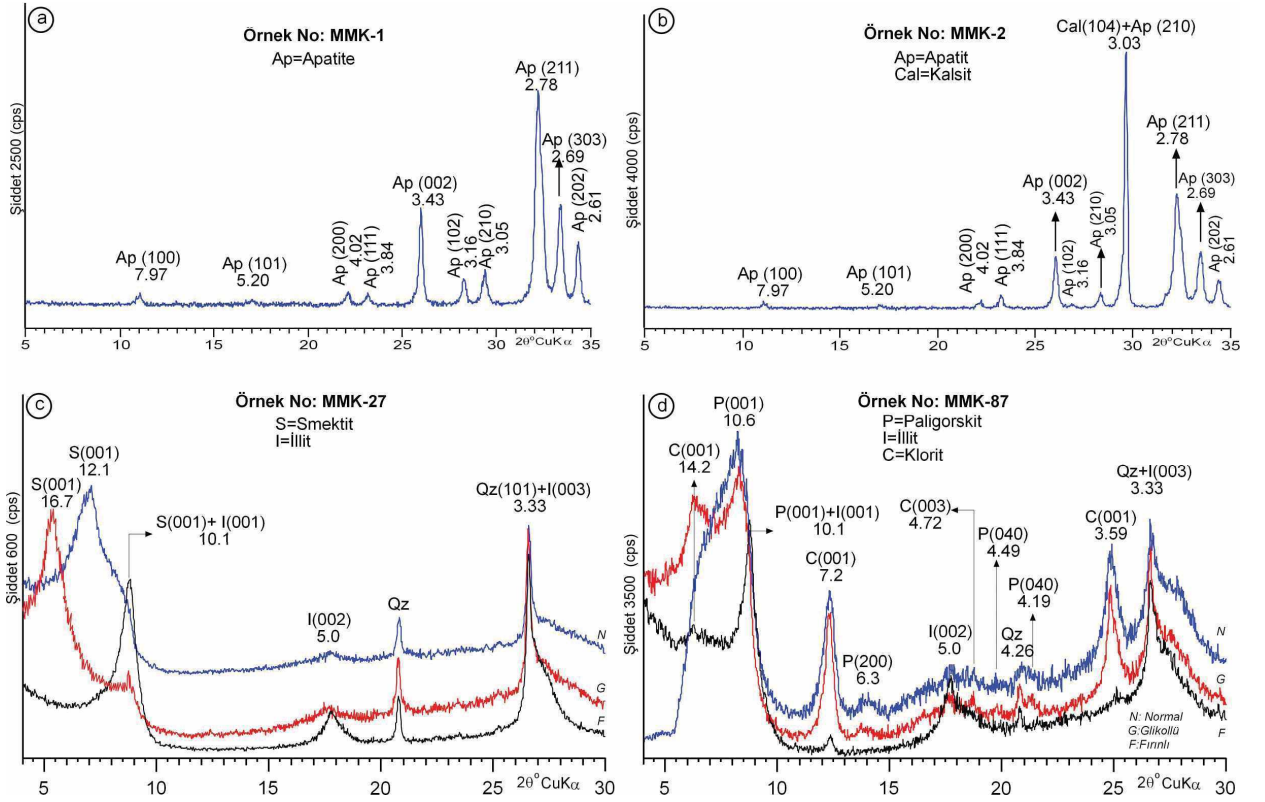
GDAO'da Karababa Formasyonunu oluşturan üyeleri kapsayan fosfatlı (fosforit, karbonatlı fosforit, silisli fosforit), silisli (çört), ve karbonat (fosfatlı kireçtaşı, kireçtaşı, silisli kireçtaşı, killi kireçtaşı, dolomit, marn) kayaçlardan olmak üzere toplam 99 adet örnek üzerinde yapılan XRD-Tüm kayaç (XRD-TK) ve Kil Fraksiyonu (KF) çözümlenmeleri yapılmıştır (Yıldırım, 2019).

Karatay üyesinde yapılan incelemede 19 adet örnekleme yapılmış olup bu yörede fosfatlı (fosforit, karbonatlı fosforit, silisli fosforit), silisli (çört), ve karbonatlı (fosfatlı kireçtaşı, kireçtaşı, silisli kireçtaşı) kayaçlar saptanmış olup, bu kayaçlarda apatit, kalsit, kuvars, opal-CT ve fillosilikat mineralleri bulunmaktadır. Fosforit türü kayaçlarda apatit mineralleri tüm örneklerinde bulunurken; kuvars, kalsit, opal-kristobalit (opal-CT) ve fillosilikat daha düşük bulunış frekansına sahip minerallerdir. Birimi oluşturan minerallerin genel ortalama değerlerine göre; bollukları apatit, kalsit, kuvars, opal-CT ve fillosilikat biçiminde sıralanmaktadır. Opal-CT ve fillosilikat mineralleri ise düşük ortalama sahip mineraldir. Birimde fillosilikat minerallerini simektit, illit, kaolinit ve karışık tabakalı I-V mineralleri temsil etmektedir.

Birimin yaygın litolojisini oluşturan fosfatik kayaçlarda (fosforit, fosfatlı kireçtaşı); kimyasal (kuvars, kalsit, apatit) ve bozunma/bozuşma (fillosilikatlar) mineralleri gözlenmektedir. Fosforit türü kayaçlarda apatit mineralleri (211) yüzeyine karşılık gelen 2,78 Å ve (002) yüzeyine karşılık gelen 3,43 Å pikleri yardımıyla ayırt edilmiştir (Şekil 10a). En yaygın gözlenen apatit parajenezine, yer yer kalsit ve kuvars minerallerinin eşlik ettiği gözlenmiştir. Fosfatlı kireçtaşı olarak tanımlanan kayaçlar ise apatit ve buna eşlik eden daha yüksek miktarlardaki kalsit mineralleri ile temsil edilmektedir. Kalsit mineralleri (104) yüzeyine karşılık gelen 3,03 Å da gözlenen pikleri saf apatit bileşimi incelendiğinde

apatite göre daha yüksek şiddete sahip pikleri yardımıyla ayırt edilmiştir (Şekil 10b). Silisli fosforit olarak tanımlanan örneklerde ise apatit minerallerine kuvars+fillosilikat minerallerinin eşlik ettiği saptanmıştır. Çört türü kayalarda ise bütünüyle silis mineralleri tanımlanmıştır. Çört türü kayalar ise kuvars mineralleri ile temsil edilmekte olup, (101) yüzeyine karşılık gelen 3,34 Å daki piki ile tanımlanmıştır.

Ekinciler üyesinde yapılan incelemede 24 adet örnek derlenmiş olup, bu yörede kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn ve dolomit kayaları saptanmıştır. Birimi temsil eden kayalarda kalsit, kuvars, feldispat, dolomit ve fillosilikat mineralleri bulunmaktadır. Birimin yaygın litolojisini oluşturan kimyasal (kuvars, dolomit, kalsit), volkanojenik (feldispat) ve bozunma/bozuşma (fillosilikatlar) mineralleri gözlenmektedir.

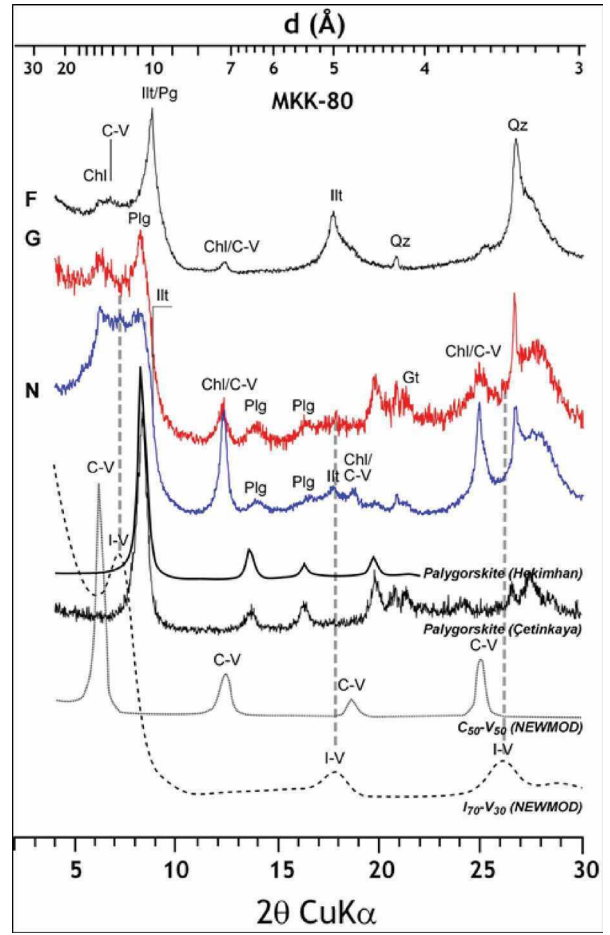


Şekil 10. a) Karababa Formasyonu fosforit kayacında apatit minerallerine ait XRD-TK difraktogramı (Karataş üyesi), b) Karababa Formasyonu fosfatlı kireçtaşı kayacında apatit ve kalsit minerallerine ait XRD-TK difraktogramı (Karataş üyesi), c) Karababa Formasyonu killi kireçtaşı kayacında simektit ve illit minerallerine ait XRD-KF difraktogramı (Ekinciler üyesi), d) Karababa Formasyonu marn kayalarında paligorskit ve eşlikçi minerallere ait XRD-KF difraktogramı (Evciler üyesi) (F:Fırınlı, G:Glikollü, N: Normal).

Figure 10. a) XRD-WR diffractogram for apatite minerals in Karababa Formation phosphorite rocks (Karataş member), b) XRD-WR diffractogram for apatite and calcite minerals in the Karababa Formation phosphate limestone rock (Karataş member), c) XRD-CF diffractogram for smectite and illite minerals in the Karababa Formation clayey limestone rock (Ekinciler member), d) XRD-CF diffractogram for palygorskite and associated minerals in the Karababa Formation marl rocks (Evciler member) (F:Heated, G:Glycolated, N:Air-dried).

Fillosilikat minerallerini simektit, illit, kaolinit ve karışık tabakalı I-V mineralleri temsil etmektedir. Killi kireçtaşı olarak tanımlanan kayalarda kalsit + fillosilikat birliktelikleri yaygın olup, bu parajenezde feldispat ve kuvars mineralleri eşlik etmektedir. Bu kayalarda fillosilikat parajenezini ise simektit+illit, simektit+illit+kaolinit ve I-V+illit+kaolinit oluşturmaktadır. Simektit mineralleri normal piki (002) yüzeyine ait 12,1 Å ve fırınlı piki olan 10,1 Å yansıması ile ayırt edilmiştir. Simektit minerallerine eşlik eden illitler ise (001) ve (002) yüzeylerine karşılık gelen 10,1 Å ve 5,0 Å da ortaya çıkan pikleri yardımıyla ayırt edilmiştir (Şekil 10c).

Evciler üyesinde yapılan incelemede 57 adet örnek alınmış olup bu yörede çört, kireçtaşı, killi kireçtaşı ve marn türü kayalar saptanmıştır. Birimin yaygın litolojisini killi kayalarda volkanojenik (feldispat), bozunma/bozuşma (fillosilikatlar) ve kimyasal (kuvars, kalsit, dolomit, opal-CT) mineraller gözlenmektedir. Killi kayalarda kalsit + fillosilikat birlikteliği kalsitin 3,03 Å ve fillosilikatların 4,05 Å pikleri yardımıyla ayırt edilmiştir. Diğer fillosilikat parajenezinde klorit+paligorskit ve buna eşlik eden illitler bulunmaktadır. Paligorskit mineralleri XRD desenlerinde (001) yüzeyine ait normal ve glikollü piki 10.6 Å da ortaya çıkarken, fırınlı piki 10.1 Å a kadar düşmektedir (Şekil 10d). Paligorskite ait diğer pik ise (200) yüzeyine ait 6,3 Å yansıması olarak ortaya çıkmıştır. Paligorskit mineralleri ayrıca farklı yörelerde daha önce tanımlanmış (Bozkaya ve Yalçın, 1992; Yalçın vd., 2004) XRD-KF difraktogram desenleri ile karşılaştırılarak, karışık tabakalı minerallere ait hesaplanmış NEWMOD desenleri Şekil 11’de verilmiştir. Karışık tabakalı C-V mineralleri %50 klorit ve %50 illit bileşimine sahip NEWMOD desenleri ile uyumlu olup, paligorskit piklerinin de bu mineralin daha önce tanımlanmış çalışmalarla benzer piklere sahip olduğu anlaşılmıştır.



Şekil 11. Karababa Formasyonu marn kayalarında paligorskit minerallere ait XRD-KF difraktogramı ve NEWMOD desenlerinin farklı bölgelerde saptanmış türleri ile karşılaştırılması (Evciler üyesi).

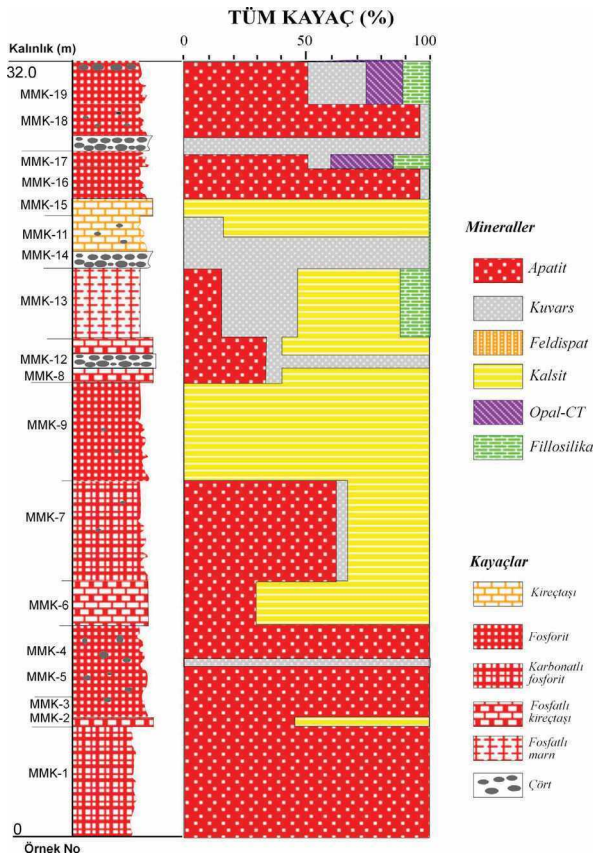
Figure 11. Comparison of types detected in different regions of XRD-CF diffractogram and NEWMOD patterns for palygorskite minerals in marl rocks of the Karababa Formation (Evciler member).

MİNERALLERİN DİKEY DAĞILIMI

Bu bölümde Karababa Formasyonunun üç farklı litolojik özellikler sunan üyelerine ait dikey dağılımlar verilmiştir.

Fosfat içeren seviyeye ait Karataş üyesi kesitine ait dikey dağılım Şekil 12’ de verilmiştir. Birimde tüm-kayaç (XRD-TK) minerallerini apatit, kuvars, opal-CT, kalsit ve fillosilikat mineralleri temsil etmektedir. Fosforit olarak adlandırılan bu

kayaçlarda gözlenen apatit mineralleri %15-100 oranında bileşimi oluşturmaktadır. Bu bileşime yer yer kuvars, kalsit, opal-CT ve fillosilikat mineralleri eşlik etmektedir. Kuvars mineralleri çört türü kayaçların ana bileşeni olup, %15-100 oranında bileşime katılmaktadır. Çört türü kayaçlarda %100 oranında kuvars mineralleri bulunmaktadır. Kireçtaşlarının olduğu orta ve üst seviyelerde bu kayaçlar %100 oranında kalsit minerallerinden oluşmaktadır. Opal-CT ise birimin üst seviyelerinde saptanmıştır. Bu mineraller %15-20 oranında parajeneze katılmaktadır. Fillosilikat mineralleri, birimin orta-üst seviyelerinde bulunmakta olup %15-22 oranında parajeneze katılmaktadır.

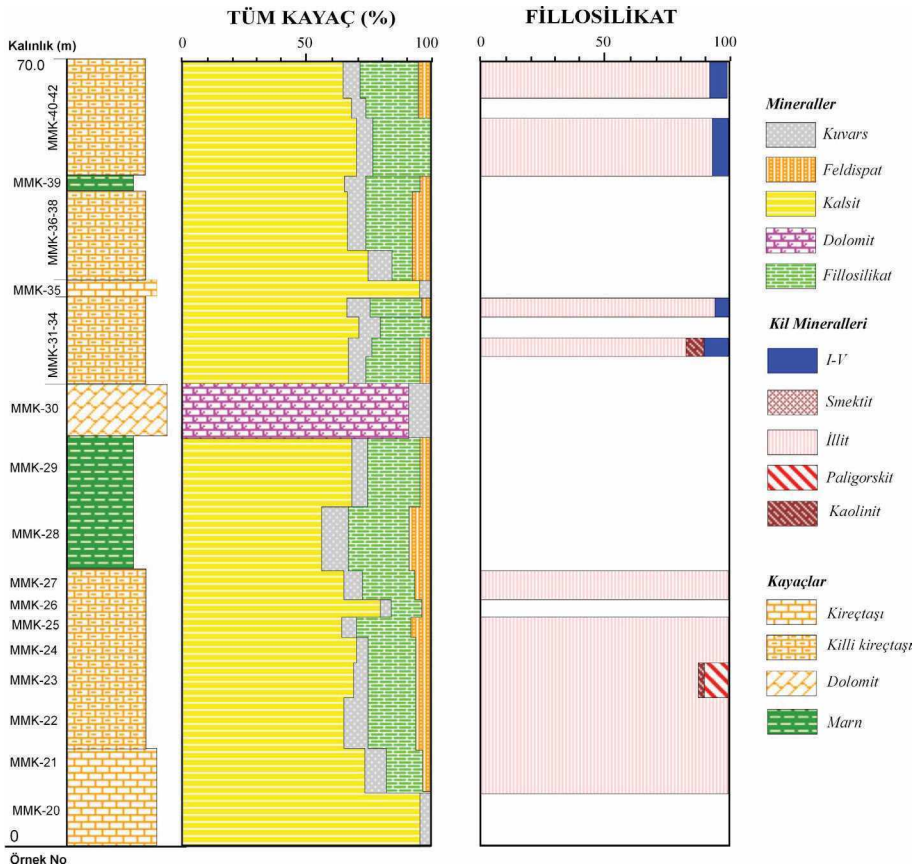


Şekil 12. Karababa Formasyonu Karataş üyesine ait tümkayaç bileşimine ait minerallerin dikey dağılımları.

Figure 12. Vertical distribution of minerals belonging to the whole rock composition of the Karataş member in the Karababa Formation.

Ekinciler üyesi kesitine ait dikey dağılım Şekil 13'te verilmiştir. Birimde tümkayaç minerallerini kuvars, feldispat, kalsit, dolomit ve fillosilikat mineralleri temsil etmektedir. Kuvars mineralleri tüm seviyelerde bulunmakta olup, %10-20 arasında bileşime katılmaktadır. Kalsit mineralleri ise bu kesitte belirlenen tüm seviyeleri ve parajenezi temsil eden ana mineral türünden biridir. Kalsit mineralleri bu kayaçlarda en düşük olarak %64 ve en yüksek olarak %95 oranında bileşime katılmaktadır. Karbonat minerallerinden diğer bir mineral türü olan dolomit ise sadece orta seviyede bir alanda gözlenmiş olup, dolomit olarak adlandırılan bu kayaçta %90 oranında bulunmektedir. Bu seviyede ortaya çıkan feldispat mineralleri ise %4-10 arasında değişen oranlarda bileşime oldukça düşük miktarda katıldığı belirlenmiştir. Fillosilikat mineralleri ise yaklaşık tüm seviyelerde gözlenen diğer mineral türü olup, %10-25 arasında değişen oranlarda parajeneze katılmaktadır. Bu kesitte fillosilikat mineralleri simektit, illit, paligorskit, kaolinit ve karışık tabakalı I-V mineralleri ile temsil edilmektedir. Kil/fillosilikat bileşiminin tanımlanması için fraksiyon yapılan seviyelerde simektit mineralinin %65 ile %87 arasında değişen oranlarda tüm seviyelerde gözlendiği belirlenmiştir. Simektit mineraline eşlik eden diğer kil mineral türü ise illit olup, bu mineral %10 ile %35 arasında değişen oranlarda parajenezi oluşturmaktadır. Kaolinit alt ve orta seviyelerde iki alanda gözlenmiş olup, %2-7 oranında bulunmektedir. Paligorskit minerali ise sadece bir seviyede gözlenmiş olup, taban seviyesinde %10 oranında saptanmıştır.

Evciler üyesi kesitine ait dikey dağılımlar Şekil 14'de verilmiştir. Birimde tümkayaç minerallerini kuvars, feldispat, kalsit, dolomit, opal-CT ve fillosilikat mineralleri temsil etmektedir. Kuvars mineralleri tüm seviyelerde bulunmakta olup, özellikle tabanda çörtlü seviyelerde %57-82, orta ve üst seviyelerde ise %2-10 arasında bileşime katılmaktadır. Kalsit mineralleri ise bu kesitte yine belirlenen tüm seviyeleri ve parajenezi temsil eden ana mineral türünden biridir.



Şekil 13. Karababa Formasyonu Ekinciler üyesine ait tümkayaç ve fillosilikat bileşimine ait minerallerin dikey dağılımları.

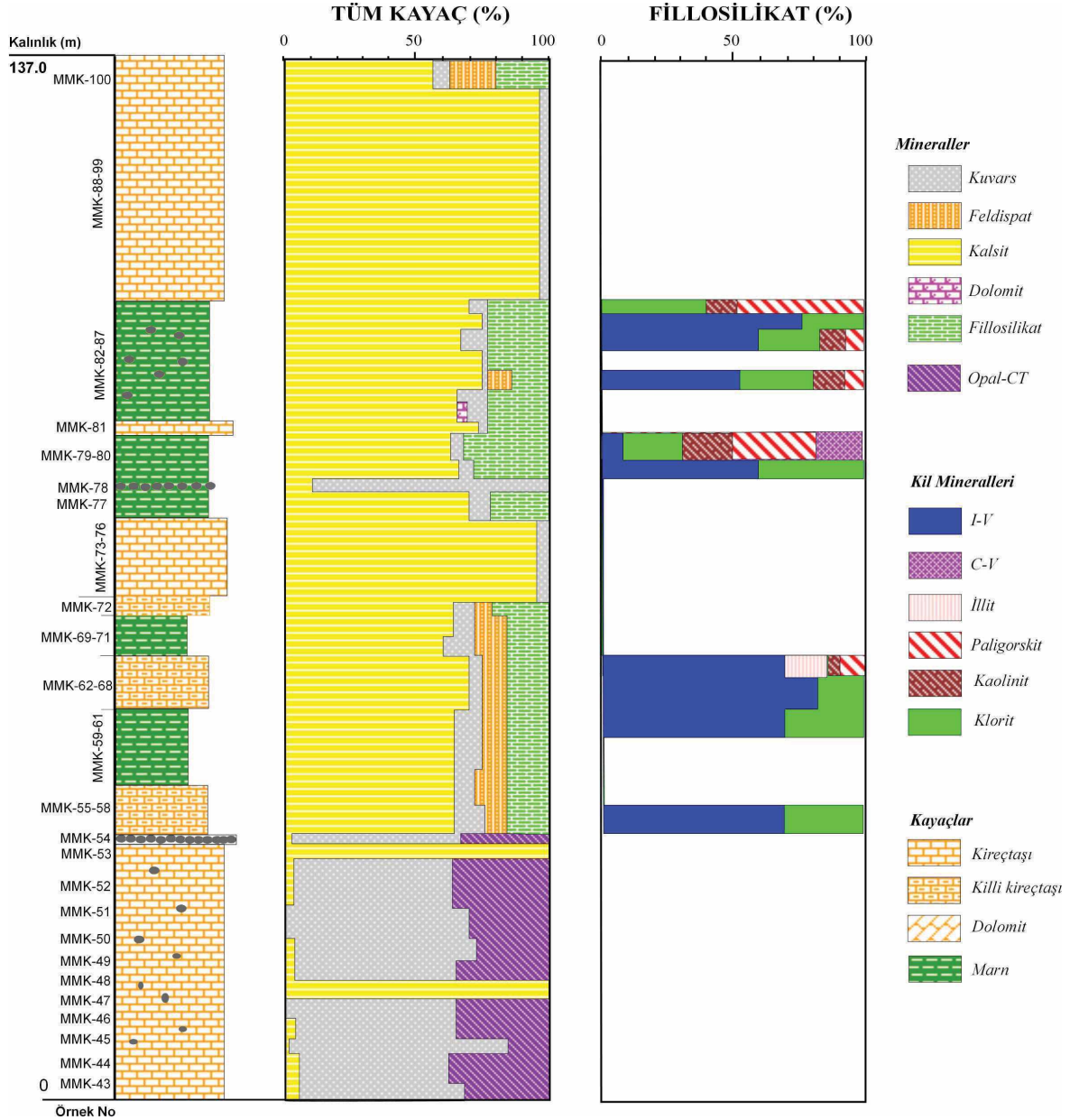
Figure 13. Vertical distribution of minerals belonging to whole rock and phyllosilicate composition of the Ekinciler member in the Karababa Formation.

Kalsit mineralleri orta ve üst seviyelerde en düşük olarak %2 ve %100 oranında bileşime katılmaktadır. Karbonat minerallerinden diğer mineral türü olan dolomit ise sadece üst seviyede bir alanda gözlenmiş olup, bu kayaçta %5 gibi oldukça düşük oranda bulunmaktadır. Bu lokasyonda sadece orta seviyelerde ortaya çıkan feldispat mineralleri ise %4-7 arasında değişen oranlarda Ekinciler üyesinde olduğu gibi bileşime oldukça düşük miktarda katıldığı belirlenmiştir. Fillosilikat mineralleri ise orta ve üst seviyelerde gözlenen diğer mineral türü olup, %9-32 arasında değişen oranlarda parajeneze katılmaktadır. Opal-CT minerali içeren alt seviyelerde bu mineral %16-38 arasında değişen oranlarda çört türü

kayaçların ana parajenezini temsil etmektedir. Bu lokasyonda klorit, kaolinit, illit, paligorskit, karışık tabakalı I-V ve C-V fillosilikat mineralleri fillosilikatları temsil edilmektedir. İnceleme alanında fillosilikatları ise karışık tabakalı I-V, klorit, kaolinit, paligorskit, illit ve C-V mineralleri temsil etmektedir. I-V minerali tüm fraksiyon seviyelerinde farklı oranlarda bulunan ana mineral türüdür. Bu minerale klorit, yer yer kaolinit ve paligorskit eşlik etmektedir. İllit ve C-V sadece birer seviyede gözlenmiştir. Fillosilikat parajenezi açısından paligorskitlerin gözlenmesi bu seviyeler için tipiktir. Kil fraksiyonu yapılan seviyelerde karışık tabakalı I-V minerali %8-82 arasında değişen oranlarda gözlemlendiği belirlenmiştir. Klorit

minerali diğer ana mineral türü olup, bu mineral %8-40 arasında değişen oranlarda I-V minerali ile parajeneze katılmaktadır. Kaolinit alt ve orta seviyelerde gözlenmekte olup, %5-12 oranında bulunmaktadır. Paligorskit minerali ise orta

seviyelerde %8-50 arasında değişen oranlarda saptanmıştır. C-V minerali ise sadece bir seviyede %19 oranında belirlenmiştir. Fillosilikat parajenezi açısından paligorskitlerin gözlenmesi bu seviyeler için tipiktir.



Şekil 14. Karababa Formasyonu Evciler üyesine ait tümkayaç ve fillosilikat bileşimine ait minerallerin dikey dağılımları.

Figure 14. Vertical distribution of minerals belonging to whole rock and phyllosilicate composition of the Evciler member in the Karababa Formation.

JEOKİMYA

Kil Mineralleri

Bu çalışmada Apsiyen-Alt Kampaniyen yaşlı Karababa Formasyonu'nda safa yakın örneklerin seçilmesine dikkat edilmiş ve kil/fillosilikat miktarı yüksek olan kayalardan toplam 6 adet fillosilikat/kil mineralini temsil eden (simektit) örneklerinde jeokimyasal analiz yapılmıştır. Örneklerde ideal muskovit bileşimi çıkarılarak hesaplanmış ana element içerikleri ile yapısal formülleri Çizelge 1'de sunulmuştur. Simektit (S) için yapısal formülü toplam 11 oksijen atomuna göre hesaplanmıştır (Weaver ve Pollard, 1973). Kil minerallerine ait eser (iz) element derişimleri ise ppm cinsinden Çizelge 2'de verilmiştir.

Fillosilikat minerallerinin ortalama değerleri alınarak kondrit değerlerine (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilerek iz element dağılımı Şekil 15'de incelenmiştir. Kuzey Amerikan Şeyl Bileşimi (North American Shale Composite-NASC) için Nb ve Y element değerleri Condie (1993)'ten diğer elementler ise Gromet vd. (1984) çalışmalarından alınmıştır. İz element değerleri kondrit bileşimi ile karşılaştırıldığında; türediği kayaç, mineral ve element türlerine göre zenginleşme-fakirleşmeler izlenmekle birlikte, örneklerde ortalama değerlerden elde edilen desenler NASC'den farklı dağılım göstermektedir. Fillosilikat/kil mineralleri kondrit değerlerinden tipik ayrımlaşarak, Karababa Formasyonu'na ait kil minerallerinin ortalama iz element derişimleri U, Ta, Nb ve Ti oranları hariç diğer örneklerin tümünde NASC'den daha düşük derişimlere sahiptir. Elementlerin kondrit normalize toplam derişimleri sırasıyla uranyum için 254,17 ppm, Ta için 62,96 ppm, Nb için 105,83 pmm ve Ti için 42,24 ppm olarak NASC'e göre daha yüksek derişime sahiptir. Fillosilikat/kil mineralleri U, Ta, Nd ve Ti elementleri için pozitif; K, Sr, P ve Eu için negatif anomaliye sahiptir.

Çizelge 1. Karababa Formasyonu fillosilikat (simektit) minerallerinin ana element kimyasal bileşimi (%'de ağırlık olarak) ve yapısal formülleri (ideal muskovit-dışı) (ΣFe_2O_3 : Toplam demir, O.Y.=Oktahedral yük, T.O.K.=Toplam oktahedral kation, T.Y.=Tetrahedral yük, T.Y.Y.=Toplam yaprak yükü, Y.A.Y.=Yapraklar arası yük)

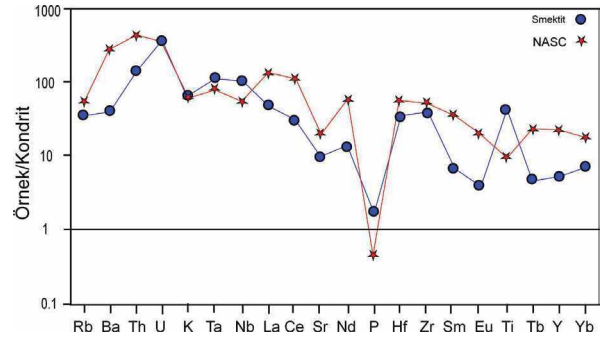
Table 1. Major element chemical composition (% by weight) and structural formulas of phyllosilicate (smectite) minerals in the Karababa Formation (ideal non-muscovite) (ΣFe_2O_3 : Total iron, O.Y.=Octahedral charge, T.O.K.=Total octahedral cation, T.Y.=Tetrahedral charge, T.Y.Y.=Total layer charge, Y.A.Y.=Interlayer charge).

Mineral	Simektit						
	Örnek No	MMK-23	MMK-27	MMK-32	MMK-34	MMK-42	MMK-66
SiO ₂		59,58	58,58	61,26	60,58	59,42	59,76
TiO ₂		1,20	1,38	1,03	1,04	1,03	1,08
Al ₂ O ₃		15,29	13,90	17,98	17,72	17,36	19,33
ΣFe_2O_3		6,89	9,14	6,38	6,13	6,58	4,02
MnO		0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO		4,06	3,73	2,84	2,98	2,73	2,34
CaO		1,24	0,88	0,56	0,46	0,47	0,60
Na ₂ O		0,10	0,28	0,31	0,46	0,38	0,15
K ₂ O		3,01	3,32	2,63	2,64	2,52	2,97
P ₂ O ₅		0,23	0,10	0,08	0,06	0,06	0,06
LOI		8,15	8,20	6,80	7,65	8,91	9,50
Toplam		99,78	99,54	99,89	99,74	99,88	99,82
Tetrahedral							
Si		4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
T.Y.		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Oktahedral							
Al		1,21	1,12	1,39	1,38	1,37	1,53
Ti		0,06	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05
Fe		0,35	0,47	0,31	0,31	0,33	0,20
Mg		0,41	0,38	0,28	0,29	0,27	0,23
O.Y.		0,26	0,19	0,14	0,15	0,16	0,15
T.O.K.		2,03	2,04	2,03	2,03	2,02	2,01
Yapraklararası							
Ca		0,09	0,06	0,04	0,03	0,03	0,04
Na		0,01	0,04	0,04	0,06	0,05	0,02
K		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P		0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Y.A.Y.		0,24	0,21	0,12	0,12	0,11	0,10
T.Y.Y.		0,26	0,19	0,14	0,15	0,16	0,15

Çizelge 2. Karababa Formasyonu simektit minerallerinin eser (iz) element kimyasal bileşimleri (ppm).

Table 2. Trace element chemical composition of Karababa Formation smectite minerals (ppm).

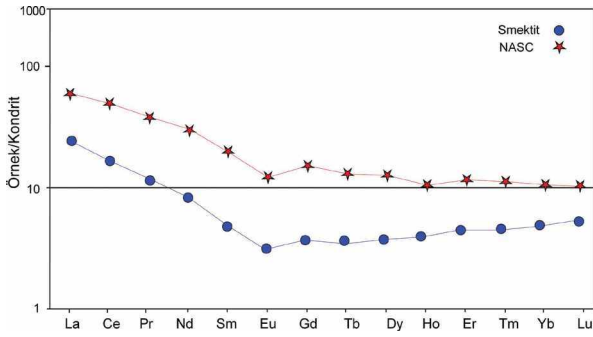
Element	MMK-23	MMK-27	MMK-32	MMK-34	MMK-42	MMK-66
Cr	249	246	178	171	178	178
Ni	252	291	192	179	169	56
Co	16	17,4	12,4	13	10,6	7,5
Sc	15	15	11	10	11	12
V	210	225	160	161	161	169
Cu	74,5	117,3	88,3	84,3	83,4	64,1
Pb	16,9	27,5	24,5	25,9	22,2	18
Zn	391	506	393	398	331	355
Bi	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1
Cd	3,1	0,2	1,2	0,5	0,2	0,1
Sn	2	2	2	2	2	2
W	2,5	4,8	3	3,6	2,4	4,3
Mo	0,4	2	0,8	1	0,8	0,8
As	1,1	3,2	2,5	2,4	3,6	0,9
Se	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Sb	0,2	0,7	0,4	0,5	0,6	0,2
Be	1	2	4	2	2	1
Ag	0,3	0,5	0,2	0,3	0,7	0,2
Au	2,9	3,8	2,7	5,6	1,9	10
Hg	0,05	0,1	0,06	0,05	0,03	0,04
Rb	94	90	77	77,3	78,4	86
Cs	6,3	6	4,8	5,3	4,9	5,8
Ba	94	106	96	106	92	85
Sr	86,4	83,9	69,6	69,9	59,8	58,8
Tl	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Ga	18,8	17,7	13,4	14,6	14,5	14,2
Ta	1,7	1,9	1,5	1,5	1,4	1,5
Nb	26,3	31,9	25	25,2	23,9	23,9
Hf	3,9	4,1	3,3	3,6	3,3	3,5
Zr	151,9	177,9	137,9	142,5	136,6	137
Y	8,6	10,4	9	8,1	7,8	6,6
Th	4,3	5,4	4,4	3,8	3,7	3
U	2,6	3,4	2,7	2,8	2,8	2,7
La	12,4	15,2	11,8	10,7	9,5	9,6
Ce	20,1	24	19,1	18,1	16,4	14,7
Pr	2,01	2,44	1,84	1,75	1,59	1,44
Nd	7,2	8,6	6,2	5,5	5,3	5
Sm	1,14	1,48	1,03	0,97	0,82	0,87
Eu	0,27	0,32	0,26	0,21	0,21	0,17
Gd	1,14	1,33	1,02	0,85	0,94	0,75
Tb	0,19	0,24	0,18	0,17	0,17	0,14
Dy	1,43	1,78	1,29	1,15	1,16	0,96
Ho	0,31	0,38	0,31	0,33	0,29	0,26
Er	1,06	1,4	1,09	0,96	0,96	0,85
Tm	0,17	0,21	0,16	0,17	0,16	0,13
Yb	1,28	1,43	1,23	1,2	1,2	1,08
Lu	0,21	0,24	0,19	0,18	0,19	0,17



Şekil 15. Fillosilikat/kil minerallerinin kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet vd., 1984).

Figure 15. Chondrite-normalized trace element patterns for phyllosilicate/clay minerals (Chondrite: Sun and Mcdonough, 1989; Nb and Y for NASC: Condie, 1993; other elements: Gromet et al., 1984).

İz element değerlerinin ortalaması alınan fillosilikat/kil minerallerinin Nadir Toprak Element (NTE) değerleri kondrite (Sun ve Mcdonough, 1989) göre normalize edilerek element derişimleri karşılaştırılmıştır (Şekil 16). Bu diyagramda NASC değerleri (Ho ve Tm elementleri için Haskin vd., 1968; diğer elementler için Gromet vd., 1984) de eklenerek karşılaştırma yapılması amaçlanmıştır. Kondrit değerlerine göre, minerallerin iz element bileşimlerinin desenleri birbirinden ve NASC'ten ayrılmakta ve belirgin ayırılma ve tüketilmeyi göstermektedir. Fillosilikat/kil minerallerinin NTE içerikleri NASC'ten düşük, kondrite göre ise artış göstermektedir. Kil minerallerinin toplam NTE konsantrasyonu 138,05 ppm ile 223,81 ppm arasında olup, ortalama derişim 171,61 ppm olarak belirlenmiştir. Ayrıca kil minerallerinin HNTE'in bollukları, ANTE'e göre bir azalma göstermektedir. Fillosilikat/kil minerallerinde La-Lu konsantrasyonu için 5-60 kat zenginleşme görülmektedir. Eu elementi NASC ve diğer tüm kil minerallerinde kısmen negatif anomaliye sahiptir.



Şekil 16. Fillosilikat/kil minerallerinin kondrit-normalize REE bollukları (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin vd., 1968, diğer elementler Gromet vd., 1984; Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989).

Figure 16. Chondrite-normalized REE abundances of phyllosilicate/clay minerals (NASC: Ho and Tm elements Haskin et al., 1968, other elements Gromet et al., 1984; Chondrite: Sun and Mcdonough, 1989).

Apatit Mineralleri

Karababa Formasyonu fosfat içeren kayalarda apatit minerallerine ait ana element kimyasal bileşimi Çizelge 3’de verilmiştir. İz element

derişimlerine göre saptanan sonuçlar ise Çizelge 4’de verilmektedir.

Çizelge 3. Karababa Formasyonu apatit minerallerinin ana element kimyasal bileşimi (%’de ağırlık olarak).

Table 3. Major element chemical composition (% by weight) of the Karababa Formation apatite minerals.

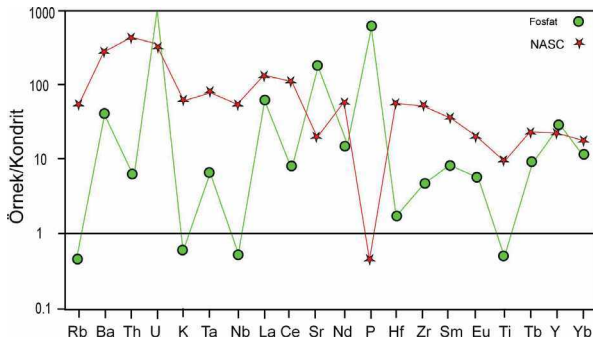
Oksit (%)	Örnek No	
	MMK-3	MMK-4
P ₂ O ₅	35.19	35.62
SiO ₂	0.87	0.70
TiO ₂	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	0.22	0.10
Fe ₂ O ₃	0.10	0.06
MnO	0.01	0.01
MgO	0.19	0.19
CaO	54.95	54.8
Na ₂ O	0.73	0.77
K ₂ O	0.03	0.03
LOI	7.40	7.40
Toplam	99.71	99.69

Çizelge 4. Karababa Formasyonu apatit minerallerinin iz element kimyasal bileşimleri (ppm).

Table 4. Trace element chemical composition of apatite minerals from the Karababa Formation (ppm).

Element	Örnek No		Element	Örnek No		Element	Örnek No	
	MMK-3	MMK-4		MMK-3	MMK-4		MMK-3	MMK-4
Cr	205	198	Be	3,0	1,0	U	5,71	5,41
Ni	10,7	6,0	Ag	0,6	0,6	La	16,3	16,2
Co	0,7	1,2	Au	1,5	5,6	Ce	4,6	5,7
Sc	2,0	1,0	Hg	0,03	0,04	Pr	1,75	1,84
V	111	116	Rb	1,2	1,0	Nd	8,0	7,8
Cu	65,4	100,5	Cs	0,1	0,1	Sm	1,47	1,31
Pb	2,4	2,1	Ba	110	119	Eu	0,37	0,37
Zn	228	184	Sr	1501	1524	Gd	2,53	2,28
Bi	0,1	0,1	Tl	0,1	0,1	Tb	0,38	0,37
Cd	5,3	13,6	Ga	0,5	0,5	Dy	2,69	2,63
Sn	1,0	1,0	Ta	0,1	0,1	Ho	0,77	0,73
W	1,3	2,2	Nb	0,1	0,2	Er	2,48	2,46
Mo	1,6	1,4	Hf	0,2	0,2	Tm	0,35	0,35
As	5,3	4,7	Zr	19,3	20	Yb	2,35	2,26
Se	1,0	0,9	Y	54,8	50,9	Lu	0,4	0,39
Sb	0,6	0,5	Th	0,2	0,2			

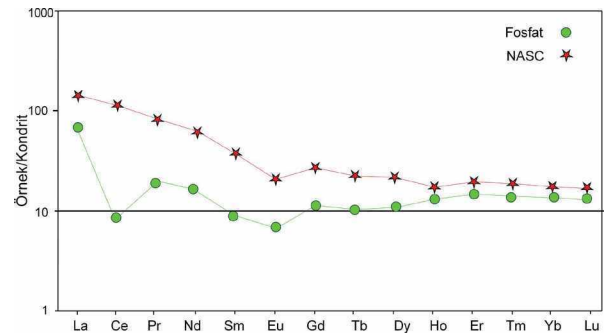
Apatit minerallerinin ortalama değerleri alınarak kondrit değerlerine (Sun ve Mcdonough, 1989) göre normalize edilmiş iz element dağılımı Şekil 17’de verilmiştir. NASC için Nb ve Y element değerleri Condie (1993)’ten, diğer elementler ise Gromet vd. (1984) çalışmalarından alınmıştır. İz element değerleri kondrit bileşimi ile karşılaştırıldığında; köken kayaç, minerallere ve elementlere göre zenginleşme-fakirleşmeler gözlenmekle birlikte, örneklerin ortalama desenleri NASC’den belirgin olarak ayrılmaktadır. Karababa Formasyonuna ait apatit minerallerinin ortalama iz element bileşimleri U, Sr, P ve Y element derişimleri hariç tümünde NASC’ten daha düşük derişimlere sahiptir. Elementlerin kondrit normalize toplam derişimleri (ppm) sırasıyla uranyum için 6950,00 ppm, Sr için 208,33 ppm, P için 664,98 ppm ve Y için 33,66 ppm olarak NASC den daha yüksek miktarlara sahiptir. Apatit mineralleri Ba, U, Ta, La, Sr, P, Sm ve Y elementleri için pozitif; Th, K, Nb, Ce, Nd ve Hf için negatif anomaliye sahiptir.



Şekil 17. Apatit minerallerinin kondrit-normalize iz element desenleri (Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989; NASC için Nb ve Y: Condie, 1993; diğer elementler: Gromet vd., 1984).

Figure 17. Chondrite-normalized trace element patterns for apatite minerals (Chondrite: Sun and Mcdonough, 1989; Nb and Y for NASC: Condie, 1993; other elements: Gromet et al., 1984).

İz element değerlerinin ortalaması alınan apatit minerallerinin Nadir Toprak Element (NTE) değerleri kondrit (Sun ve Mcdonough, 1989) değerlerine göre normalize edilerek element derişimleri karşılaştırılmıştır (Şekil 18). Bu diyagramda Kuzey Amerikan Şeyl (North American Shale Composite-NASC) değerleri (Ho ve Tm elementleri için Haskin vd., 1968; diğer elementler için Gromet vd., 1984) de eklenerek karşılaştırma yapılması amaçlanmıştır. Kondrit değerlerine göre, minerallerin iz element bileşimlerinin desenleri birbirinden ve NASC’ten ayrılmakta ve belirgin ayrımlaşma ve tüketilmeyi göstermektedir. Apatit minerallerinin NTE içerikleri NASC’ten düşük olmakla birlikte, kondrite göre artış sergilemektedir. Apatit minerallerinin toplam NTE konsantrasyonu 230,16 ppm ile 232,78 ppm arasında olup, ortalama 231,47 ppm değerindedir. Apatit minerallerinin HNTE’in derişimleri. ANTE’e göre bir azalma göstermektedir. Apatit minerallerinde La-Lu konsantrasyonu için 69-8 kat zenginleşme görülmektedir. Ce ve Eu elementlerince apatit minerallerinde negatif anomali gözlenmiştir.



Şekil 18. Apatit minerallerinin kondrit-normalize REE bollukları (NASC: Ho ve Tm elementleri Haskin vd., 1968; diğer elementler Gromet vd., 1984; Kondrit: Sun ve Mcdonough, 1989).

Figure 18. Chondrite-normalized REE abundances for apatite minerals (NASC: Ho and Tm elements Haskin et al., 1968; other elements Gromet et al., 1984; Chondrite: Sun and Mcdonough, 1989).

SONUÇLAR

Mardin-Mazıdağı yöresi Üst Kretase (Apsiyen-Alt Kampaniyen) yaşlı Karababa Formasyonu'nda gerçekleştirilen mineralojik ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda aşağıdaki verilere ulaşılmış ve tartışılmıştır:

Karababa Formasyonu farklı litofasiyesleri temsil eden Karataş, Ekinciler ve Evciler şeklinde 3 farklı üyeye ayrılmıştır. Bu istifte izlenen litolojik, mineralojik ve jeokimyasal değişimler havzanın ortamsal özellikleri (derinlik, beslenme, biyolojik aktivite) ve sedimantolojik olarak çökme ve sonrasında gelişen bozuşma/bozuma süreçlerinin ayırt edilmesinde bir ölçüt olabileceği önerilmiştir. Bu kapsamda doğada ender bulunan karbonatflorapatit, sepiyolit? ve paligorskit gibi bazı mineral birliktelikleri Türkiye'deki fosfat içeren kayalarda ilk kez belirlenmiştir.

Karataş üyesinde fosforit olarak tanımlanan kayalarda bulunan fosfat mineralleri XRD sonuçlarına göre $Ca_5(PO_4)_3F$ karbonatflorapatit (CFA) bileşimindedir. Denizel fosfat mineralleri çoğunlukla CFA olarak oluşumları bildirilmektedir. Denizlerde biyojeokimyasal aktiviteye bağlı olarak organik kökenli fosfor (P) deniz suyu içerisinde yoğunlaşmaya başlamaktadır. Genel olarak apatit minerallerinin P taşıyan aşırı doymuş denizel suların çökeltilerle birlikte diyajenez sırasında otijenik olarak oluştuğu biçiminde değerlendirilmektedir.

Ekinciler ve Evciler üyelerinde gözlenen sepiyolit? ve paligorskit gibi Mg ve Fe içerikleri bulunan mineraller olasılıkla havzaya detritik olarak taşınan ferromagnezyen minerallerden itibaren ve/veya dolomit kristallerinden itibaren neoformasyon mineralleri olarak oluştuğu biçimde yorumlanmıştır. Özellikle Karababa Formasyonu üyeleri içerisinde dolomit minerallerinin ender veya hiç bulunmaması bu görüşü kanıtlamaktadır. Sepiyolit? ve paligorskit minerallerinin kolloidal

ve çözülmüş bileşenler ve nispeten koyu renkli ferromagnezyum detritik mineraller ile birlikte havzaya taşınan malzemeleri ile, inceleme alanını çevreleyen Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağı'nın evrimi arasında yakın bir ilişki olduğu biçiminde değerlendirilmiştir.

İnceleme alanında fosfat minerallerinin oluşması için gerekli olan koşullar değerlendirildiğinde Apsiyen-Alt Kampaniyen döneminde magmatik ve tektonik aktivitenin ve/veya olmadığı pasif kıta kenarı ortamda (ender feldispat minerallerinin varlığı) çökelmiş ürünler olduğu görüşü ağırlık kazanmıştır.

Denizel ortamı temsil eden Karababa Formasyonu; kaynak bölge/kayaç ve beslenme rejimine göre altındaki denizel birimler ile üzerindeki havza dolgusunda sepiyolit? ve paligorskit, Akras kesitinde ise Ayışkan (1970) tarafından belirlenmiş glokonit gibi farklı kil mineral birliktelikleri içermektedir. Bu nedenle; GDAO boyunca yüzeyleyen benzer denizel birimlerin ayırt edilmesinde bu parajenezin katıldığı mineralojik ölçütlerin de kullanılabilirliği varsayımı kuvvet kazanmıştır.

Fosfat içeren seviyelerde detritik getirimin az olması ve fosfat oluşumlarının litolojik olarak gevşek dokulu olması, havzada tektonik olarak hızlı bir yükselme olduğunu, dolayısıyla petrografik incelenmelerde az miktardaki çimento malzemesinin (karbonat) bulunması, çimentolanma derecesi açısından diyajenez evresinin bu seviyelerde tam olarak gerçekleşmediği düşük enerjili veya sığ deniz ortamında (kıyı yakını) hızlı bir çökme olduğunu ortaya koymaktadır.

Jeokimyasal analiz sonuçlarına göre Karababa Formasyonu'nda saptanan CFA mineralleri yüksek oranda P_2O_5 (ortalama %35,44) miktarına sahip olup, önemli derecede endüstriyel hammadde potansiyeli taşımaktadır. Arap

Levhası üzerinde Üst Kretase yaşlı fosfat içeren yataklarda ortalama P_2O_5 % içeriği Mısır (Duwi formasyonu) için %25,67 (Abou El-Anwar vd., 2017), Suudi Arabistan (Sirhan-Turaif havzası) için %23,0 (Meissner ve Ankary, 1970) ve Irak (Akashat) için %22,00 (Benni, 2013) olarak rapor edilmiştir. Ortalama değerler açısından değerlendirildiğinde bu çalışmada belirlenen P_2O_5 değeri yukarıda bahsedilen yataklara göre daha yüksek orandadır. Bu sonuç olasılıkla bölgenin havzadaki su derinliğinin gittikçe azaldığı sığ alanda yer alması ve bunun sonucu olarak fosfat oluşumu için ana kayaç oluşturan iskelet ve kavkı kökenli organizmaların (molluska, balık vs.) yaşama alanlarının iyileşmesinden kaynaklandığı biçiminde yorumlanmıştır. Bu sayede oksijen ile zengin ortamda güneş enerjisinin etkin olduğu havzada biyolojik kalıntılardan itibaren diyajenetik kökenli fosfat oluşumlarını sağlamış gözükmektedir.

Apatit minerallerinde düşük Fe_2O_3 değerinin (ortalama %0,08) fosfat oluşumlarının yüzeye yakın oksidasyon ortamında gelişmesiyle ilişkili olduğuna yorumlanmıştır (Choquette ve James, 1990). Oksidasyon zonuna bağlı olarak eser element dağılımının değişiklikler gösterdiği, Sr, As ve La elementlerindeki yüksek konsantrasyonların organik maddenin oksidasyonu ve aşınmasına bağlı olduğu bilinmektedir. Aynı zamanda eser element hareketliliği ve konsantrasyonu Mo, V, Y Cr ve Zn zenginleşmesine işaret etmektedir. Fosforitlerdeki geçiş metallere bolluğu ise çökeltme havzasındaki karasal akışla kontrol edildiği biçiminde yorumlanmıştır. Bu çalışmada belirlenen Mn, Cr, Mo ve Zn ve NTE'leri gibi elementlerin konsantrasyonları fosforitlerin ağır elementler açısından oldukça zenginleştiğini göstermektedir.

Özellikle 65 My önce gerçekleşen Kretase-Tersiyer (K-T) geçişi sırasında okyanus sularındaki seviye değişimine bağlı olarak gelişen

biyolojik değişimler, denizel fotik zondaki fosfor derişiminin yükselmesine neden olmuştur (Cook ve Cook, 1985). Bu geçiş sırasında birçok biyolojik çeşitlilikte yok olmalar meydana gelmiştir (Alvarez vd., 1980). Dolayısıyla Kretase-Tersiyer (K-T) geçişi sırasında dünyanın birçok noktasında denizel biyojeokimyasal değişimlere bağlı olarak fosfor birikimleri ortaya çıkmıştır. Fosfat yataklarının dünya üzerindeki dağılımı, fosfojeniz dönemleri olduğunu ve fosfojenizdeki bu zirvelerin nedeninin bir kısmının, denizel alanların enlem-boylam değişimi ve okyanuslardaki bileşimsel değişikliklerin önemli bir faktör olduğunu belirtilmiştir (Cook ve McElhinny, 1979; Arthur ve Jenkyns, 1981).

Güney Tetis okyanusu evrimi kapsamında Üst Kretase dönemi ekonomik fosfat yataklarının kökeninin Afrika ve Orta Doğu bölgesinde bulunan örnekleri ile yakın ilişkili olduğu belirtilmiştir (Lucas ve Prévôt-Lucas, 1996; Bardet vd., 2000). Orta Doğu ve Güneydoğu Türkiye ile yapılan bölgesel karşılaştırmalar, fosfat oluşumlarının çökeltmesini gerçekleştiren deniz transgresyonunun bölgesel bir özellikte olduğunu göstermiştir.

Bu çalışmada mevcut veriler ile Apsiyen-Alt Kampaniyen yaşlı Karababa Formasyonu litolojik üyelerinde gözlenen yanal ve düşey yöndeki tüm kayaç ve fillosilikat/kil mineralojisindeki farklılıklar, basenin K-T dönemindeki tektonik hareketlere bağlı deniz seviyesindeki değişimlerle birlikte gelişen biyojenik ve biyokimyasal faaliyetlere bağlı olarak mineral oluşum süreçlerinin gerçekleştiği biçiminde değerlendirilmiştir. Bu çalışmadan elde edilen veriler ışığında Karababa Formasyonu birimlerinin Güney Doğu Anadolu Otoktonu (GDAO) boyunca diğer yüzleklerinde araştırılması ile yeni fosfat yataklarının bulunabileceğinin yanısıra, potansiyel Fe, Mn ve Cu yataklarında belirlenebileceği düşünülmektedir.

EXTENDED SUMMARY

Phosphate occurrences were mined from the Late Cretaceous Karababa Formation. Their well-preserved outcrops are located in the Mardin-Mazıdağı region of southeast Turkey, which forms the northern extension of the Arabian Plate. The thick succession consists mainly of phosphorite, carbonate phosphorite, limestone, dolomite and various clay minerals. The Karababa Formation was subdivided into three informally defined members as Karataş, Ekinciler and Evciler from bottom to top. This study was carried out on samples collected from these three members to understand the origin, deposition, mineralogy and geochemistry of the marine phosphate deposits.

The oldest Karataş member was defined near Karataş village and is represented by gray-beige, very fine-grained, decomposed carbonate phosphorite levels containing ellipsoidal chert nodules and abundant fossil shells. The middle Ekinciler member is near Ekinciler village, and the section consists of beige-colored limestone and conchoidal fracture clayey limestones interbedded with marl and dolomitic limestones. The youngest Evciler member is represented in Evciler village and the section comprises regular alternations of limestone with yellowish-beige chert nodules and gray-beige foliated clayey limestone.

Thin section studies with optical microscopy (OM) for rocks representing the unit including carbonate rocks (phosphopelmicrite, pelmicrite, micrite, biomicrite, microsparite, biomicrosparite), which were defined as having sedimentary (chert) and chemical origin, found different grain size, mineralogical composition and textural relations. The Karababa Formation is composed of orthochemical micritic and sparitic cement, allochems including shells, pellets, bone fragments (fish teeth), secondary minerals (apatite) and silt-sized rare quartz, feldspar, sericite, and mica (muscovite). Small amounts of quartz and

feldspar (plagioclase) are present in these rocks. The pellets are spherical and ellipsoidal with sizes ranging between 50 μm and 200 μm and have an isotropic appearance. The bone fragments have a plaque appearance but are colorless. The cherty rocks consist entirely of microcrystalline silica minerals. In these rocks, euhedral calcite minerals and silica-filled knife-shaped fish teeth with sizes ranging between 500-2000 μm were also detected. According to scanning electron microscopy (SEM), apatite minerals have spherical and ellipsoidal shapes and their size varies between 100-200 μm . The grains were filled by a relatively loose fine-grained phosphate cement material. Results of EDS spectra for apatite minerals found approximately 80% CaO and 20% P_2O_5 . These rocks were observed to contain apatitized thick plaque-shaped bone fragments, leafy smectite in pores, C-V in the form of thick leaves, and leaf (lath) shaped, 1-2 μm length paligorskite/sepiolite fibers in the form of radial reticulated clusters.

The abundances of the rock-forming minerals determined by X-ray diffraction (XRD) are ranked according to general average values as follows; calcite, apatite, quartz, phyllosilicate, feldspar and dolomite. Phyllosilicate/clay type minerals of smectite, palygorskite, illite, kaolinite, chlorite, sepiolite and mixed layered I-V and C-V were detected in the unit.

Geochemical analysis of clay minerals observed in the Karababa Formation indicates that total trace element concentration is 1000 times enrichment and 10 times depletion. The total trace element values of the minerals were determined as 1578 ppm. In spite of the fact that the average concentrations of transition metals (Cu, Zn); W (granitoid elements); As (miscellaneous); Be (halogen); Rb, Ba, Sr and Ga (low field strength elements); and Ta, Nb and Zr (high field strength elements) have positive anomalies, there were negative anomalies for

Co, Sc, Pb, Bi, Mo, Sb, Ag, Cs, Tl, Ta, and Hf. Compared with chondrite values in clay minerals, although the origin is enrichment and depletion based on rocks, minerals and elements, the patterns observed in the samples are different from the North American Shales (NASC). Phyllosilicate/clay minerals exhibit a distinct separation with respect to chondrite composition and the average trace element concentration of minerals is lower than NASC in other samples, except for U, Ta, Nb and Ti elements. Total concentrations of trace elements in chondrite normalized patterns for uranium (U) 254.17, for Ta 62.96, for Nb 105.83 and for Ti 42.24 (ppm) were higher compared to NASC. Trace element patterns were positive for U, Ta, Nd and Ti elements. Negative anomalies were observed for K, Sr, P and Eu. Total rare earth element (REE) contents of phyllosilicate/clay minerals were between 138.05-223.81 ppm and the average value was 171.61 ppm. LREE abundance in clay minerals shows a decrease compared to HREE. There was 60-5 times enrichment for La-Lu concentration in phyllosilicate/clay minerals, while Eu had a partially negative anomaly compared to NASC and all other clay minerals. Trace element concentrations in apatite minerals of the Karababa Formation vary between 2391-2411 ppm, Cu, V, Zn (transition metals); W (granitoid); As (miscellaneous); Be (halogen); Ba, Sr and Ga (low field strength elements); Zr, Y and U (high field strength elements) have positive anomalies. In addition, Co, Sc, Pb, Bi, Mo, Sb, Cs, Tl, Ta, Th and Hf show negative anomalies. The total concentrations normalized to chondrite (ppm) of apatite minerals are higher than NASC at 208.33 for Sr; 664.98 for P and 33.66 ppm for Y. Apatite minerals are positive for Ba, U, Ta, La, Sr, P, Sm and Y but have negative anomalies for Th, K, Nb, Ce, Nd and Hf. Although REE contents are lower than NASC there is an increase compared to chondrite. Total REE concentrations of apatite minerals are between 230.16-232.78 ppm and


the average value was 231.47 ppm. LREE concentrations of apatite minerals tend to decrease compared to HREE. While the concentration of La-Lu has 8-69 times enrichment, Ce and Eu elements show negative anomalies.

OM, SEM, XRD and geochemical studies indicate apatite-type phosphate and palygorskite/sepiolite-type clay mineral formations observed in different members of Karababa Formation are chemical deposits from the marine environment. OM and SEM investigations show that palygorskite and sepiolite minerals developed authigenically in rock pores. The mixed layered minerals formed by neof ormation and/or transformation processes, while smectite minerals in the matrix represent autogenic components. According to the data obtained, all the rock and phyllosilicate/clay mineralogical differences observed in the lithological members of the Late Cretaceous Karababa Formation occur due to tectonic movements of the basin during the Cretaceous period and mineral formation processes. Sepiolite/palygorskite and phosphate formations have a close relationship with the Southeast Anatolian Ophiolite Belt surrounding the study area in terms of material transported together with colloidal, dissolved components and relatively dark ferromagnetic magnesium detrital minerals.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Yüksek Lisans tez kapsamında elde edilen verilerden itibaren düzenlenmiştir (Yıldırım, 2019). Bu çalışmada bilimsel katkı ve desteklerinden dolayı Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Prof. Dr. Hüseyin YALÇIN'a ve Saudi Aramco'dan emekli Dr. Muhittin ŞENALP'e teşekkür ederiz. Makaledeki bilimsel katkı ve desteklerinden dolayı değerli hakemlere teşekkürü bir borç biliriz.

ORCID

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

Mesude Yıldırım  <https://orcid.org/0000-0003-4515-7477>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Abou, El-Anwar, E. A., Mekky, H. S., Abd El Rahim, S. H. & Aita, S. K. (2017). Mineralogical, geochemical characteristics and origin of Late Cretaceous phosphorite in Duwi Formation (Gebble Duwi Mine), Red Sea region, Egypt. *Egyptian Journal of Petroleum*, 26, 157-169.
- Alvarez, L.W., Alvarez, W. & Asaro, F. (1980). Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208, 1095-1110.
- Arda, O., Saltoğlu, T., Alparslan, E. ve Akyüz, T. (1976). Uranyum, Vanadyum, Flüor ve diğer tali elementleri içeren Mazıdağı fosfatlarında jeosismik ve mineralojik tetkikler ile uranyumun kazanılması olasılığı hakkında görüşler. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 87, 39-54.
- Arthur, M.A. & Jenkyns, H. C. (1981). Phosphorites and paleoceanography. *Oceanologica Acta, Proceedings 26th International Geological Congress, Paris*, 83-96.
- Ayışkan, Ö. (1970). *Akras fosfat yatağının çeşitli seviyelerinden alınan numunelerin zenginleştrime etüdü*. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu.
- Bardet, N., Cappetta, H., Pereda Suberbiola X., Mouty, M., Al Maleh A. K., Ahmad, A. M. Khrata, O. & Gannoum., N. (2000). The marine vertebrate faunas from the Late Cretaceous phosphates of Syria. *Geological Magazine*, 137(3), 269-290.
- Beer, H. (1966). Mardin-Derik-Mazıdağı çevresindeki fosfatlı tabakaların jeolojisi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 66, 104-120.
- Beer, H. (1967). Güneydoğu Türkiye Üst Kretase Fosfat Bölgesinin Paleocoğrafyası ve Fasiesi. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 68, 84-88.
- Benni, T. (2013). *Phosphate Deposits of Iraq*. Geological Survey of Iraq UNFC Workshop, Santiago, Chile.
- Berker, E. (1972). Türkiye Fosfat Yatakları. Madencilik, Maden Mühendisleri Odası Dergisi, 11(4), 77-82.
- Brindley, G. W. (1980). Quantitative X-Ray Mineral Analysis Of Clays. In: G.W. Brindley & G. Brown (Eds.), *Crystal Structures Of Clay Minerals And Their X-Ray Identification* (p.: 411-438). Mineralogical Society, London.
- Choquette, P. W. & James, N. P. (1990). Limestone-the burial diagenetic environment. In: I.A McIlreath, & D.W. Morrow, (Eds.), *Diagenesis*. Geoscience Canada Reprint Series, 4.
- Cobb, R. E. (1957). *Columnar Section Bedinan-Kanisorik Paleozoic* (Rapor No.576). TPAO Arama Grubu.
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.
- Cook, P. J. & McElhinny, M. W. (1979). A re-evaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonic. *Economic Geology*, 74, 315-330.
- Cook, P. J. & Cook, J. R. (1985). Marine biological change and phosphogenesis around the Cretaceous-Tertiary boundry. *Science Geologiques Memoire*, 77, 105-108.
- Çoban, H. (1987). *Derik Mazıdağı (Mardin) Fosfat yataklarının Sedimantolojisi* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Çoruh, T. (1991). *Adıyaman civarında (XI. Bölge kuzeybatısı ve XII. Bölge) yüzeyleyen Kampaniyen-Tanesiyen istifinin biyostratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi* (Rapor no. 1656). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Araştırma Grubu.

- Çoruh, T., Yakar, H. ve Ediger, V. Ş. (1997). *Güneydoğu Anadolu Bölgesi otokton istifinin biyostratigrafi atlası*. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Araştırma Merkezi Grubu Başkanlığı Eğitim Yayınları, No: 30.
- Duran, O. (1991). *Beşikli, Tokaris ve Bakacak sahalarının stratigrafisi, sedimentolojisi ve rezervuar özellikleri* (Rapor No.1586). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Grubu.
- Erenler, M. (1989). *XI-XII. Bölge güney alanlarındaki kuyularda Mesozoyik çökel istifinin mikropaleontolojik incelenmesi* (Rapor No:1364). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı.
- Folk, R. L. (1962). Spectral subdivision of limestone types. *The American Association of Petroleum Geologists*, 1, 62–84.
- Gossage, D. W. (1956). *Compiled progress report on the geology of part of Petroleum District VI, Southeast Turkey* (Report no. GRT. 2). N. V. Turkse Shell.
- Göncüoğlu, M. C., Dirik, K. & Kozlu, H., 1997. General characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales Geologique de Pays Hellenique*, 37, 515-536.
- Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N., 1984. Geology of the Bitlis Metamorphic Belt. *Conference: Geology of the Taurus Belt 1*, (237-244). Ankara.
- Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A. & Korotev, R. L. (1984). The “North American shale composite”: its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M. E. ve Çoruh, T. (1991a). *Güneydoğu Anadolu Kampaniyen-Paleosen otokton istifinin stratigrafisi* (Rapor no. 2828). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı.
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M. E. & Çoruh, T. (1991b). Stratigraphic evolution of the Campanian-Paleocene autochthonous succession of the Southeast Anatolia. *Ozan Sungurlu Symposium Proceedings*, 238-261.
- Handfield, R. W., Bryant, G.F. & Keskin, C. (1959). *Measured section, Korudağ (American Overseas Petroleum)* (Rapor No:523). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı.
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A. & Wildeman, T. R. (1968). Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In L.H. Ahrens (Ed.), *Origin and Distribution of the Elements*. Pergamon Press, 889-912.
- İmamoğlu, Ş., Nathan, Y., Çoban, H., Soudry, D. & Glenn, C. (2009). Geochemical, mineralogical and isotopic signatures of the Semikan. West Kasrık Turkish phosphorites from the Derik–Mazıdağı–Mardin area, SE Anatolia. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 1679-1690.
- J.C.P.D.S. (1990). Powder Diffraction File. *Alphabetical Indexes Inorganic Phases*. Swarthmore, U.S.A.
- Kellogg, H. E. (1960). *Stratigraphic report, Derik-Mardin area Petroleum District V, Southeast Turkey* (Rapor no: 1367). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu.
- Ketin, İ. (1964). *Güneydoğu Anadolu Paleozoyik teşekküllerinin jeolojik etüdü hakkında rapor (I. Kısım: Derik-Bedinan, Penbeğli-Tut ve Hazro bölgesi)*, (Rapor no. 287). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı.
- Lucas, J. & Prevot-Lucas, L. (1996). Tethyan phosphates and bioproductites. In A.E.M. Nairn, L.E. Ricou, B. Vrielynck, J. Dercourt J. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins, Volume 8, The Tethys Ocean*, (pp.367–391). Springer, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-4899-1558-0_12
- Meissner, C. R. & Ankary, A. (1970). *Geology of phosphate deposits in the Sirhan-Turayf Basin, Kingdom of Saudi Arabia*. United States Department of the Interior U.S. Geological Survey Special report.

- Monod, O., Kozlu, H., Ghienne, J.-F., Dean, W. T., Günay, Y., Le Hérisse, A., Paris, F. & Robardet, M. (2003). Late Ordovician glaciation in southern Turkey. *Terra Nova*, 15, 249–257.
- Moses, H. F. (1934). *Geological report on the Mardin-Cizre region. Southeastern Turkey*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Derleme No:212.
- Mülayim, O., Mancini, E., Çemen, İ. 6 Yılmaz, İ. Ö. (2016). Upper Cenomanian-Lower Campanian Derdere and Karababa formations in the Çemberlitaş oil field, southeastern Turkey: their microfacies analyses, depositional environments, and sequence stratigraphy. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25, 46-63.
- Orris, G. & Chernoff, C.B. (2004). Review of world sedimentary phosphate deposits and occurrences, Chapter 20. In J. R. Hein (Ed.), *Life cycle of the Phosphoria Formation, Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry*. Elsevier Science B.V. [https://doi.org/10.1016/S1874-2734\(04\)80022-6](https://doi.org/10.1016/S1874-2734(04)80022-6)
- Schmidt, K. (1935). *First report over geological and paleontological* (Derleme No: 1532). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Simandl, G. J., Fajber, R. & Paradis, S. (2012). *Sedimentary Phosphate Deposits Mineral Deposit Profile F07*. British Columbia Geological Survey, 217-222.
- Soudry, D., Glenn, C. R., Nathan, Y., Segal, I. & Vonder Haar, D. L. (2006). Evolution of Tethyan phosphogenesis along the northern edges of the Arabian-African shield during the Cretaceous-Eocene as deduced from temporal variations of Ca and Nd isotopes and rates of P accumulation. *Earth-Science Reviews*, 78, 27-57.
- Sun, S. S. & McDonough W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, & M. J. Norry, (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins, Special Publication*, v. 42 (313-345). Geological Society of London.
- Sungurlu, O. (1973). *VI. Bölge Gölbaşı-Gerger arasındaki sahanın jeolojisi* (Rapor no. 802). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı.
- Şengündüz, N. ve Aras, M. (1986). *XI ve XII bölgelerde Mardin grubu karbonatlarının ve Karaboğaz Formasyonunun fasiyes dağılımları, diyajenez özellikleri ve çökeltme modeli* (Rapor no. 1005). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı.
- Taylor, P. B. (1955). *Stratigraphie studies Bozova (Urfa) area (Mobil Exploration Mediterranean Inc. Report)*. Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Teknik Arşivi Kutu no. 332, Rapor no. 1).
- Tuna, D. (1973). *VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu* (Rapor no. 813). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı.
- Umut, M. (2011). *1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Diyarbakır N 44 paftası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- Uygur, K. ve Aydemir, V. (1988). *Bölükayla-Çukurtaş sahalarında (XII.Bölge) Derdere, Karababa, Karaboğaz ve Sayındere formasyonlarının yer altı jeolojisi* (Rapor no. 2454). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı.
- Varol, B. (1989). Mazıdağ-Derik (Mardin) fosfat pelloidlerinin sedimanter petrografisi ve kökeni. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 109, 119-126.
- Wagner, C. & Tuna, E. (1988). *Campanian cycle IV carbonates in Southeast Turkey depositional environments and paleogeography* (Rapor no. 252). Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı.
- Weaver, C.E. & Pollard, L. D. (1973). The Chemistry of Clay Minerals. In *Developments in Sedimentology* 15, Elsevier.
- Wilson, H. H. & Krummenacher, R. (1959). *Geology and oil prospects of the Gaziantep Region, Southeast Turkey (N. V. Turkse Shell Report)* (Rapor no: 839). Petrol İşleri Genel Müdürlüğü

- Teknik Arşivi, Kutu no. 351, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö. (2002). Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: deniz suyu-kayaç etkileşimine bir örnek. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 19, 81-98.
- Yıldırım, M. (2019). *Güneydoğu Anadolu Otoktonu (Mardin-Mazıdağı) Apsiyen-Alt Kampaniyen Yaşlı Karababa Formasyonunun Litolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Batman Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Batman.
- Yılmaz, Y. (1993). New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of American Bulletin*, 105, 251-271.
- Yılmaz, E. ve Duran, O. (1997). *Güneydoğu Anadolu bölgesi otokton ve allokon birimler stratigrafi adlama sözlüğü (Lexicon)*. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Genel Müdürlüğü, Eğitim Yayınları, No:31.



**Ayhan Havzası'nın (Orta Anadolu) Litolojik Haritalaması ve Jeolojik Çıkarımlar:
Bir Uzaktan Algılama ve Arazi Çalışması Entegrasyonu**
*Lithological Mapping of the Ayhan Basin (Central Anatolia) and Geological Implications: An
Integration of Remote Sensing and Field Surveys*

Ayten Koç 

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

• Geliş/Received: 11.04.2021 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 08.07.2021 • Kabul/Accepted: 09.07.2021
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 06.08.2021 • Baskı/Printed: 25.08.2021

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Afrika ve Avrasya plakalarının Kretase'den bu yana devam eden yakınsamalı hareketine bağlı olarak Doğu Akdeniz'de gelişen dalma-batma zonlarının anlaşılmasında, anahtar alanlardan biri olan Orta Anadolu Kristalen Kompleksi (OAKK); metamorfik kayalar, ofiyolitleri ve magmatik sokulumları ile Türkiye'de görülen en büyük metamorfik kompleksir.

Çalışma alanı olarak belirlenen Ayhan Havzası, OAKK üzerinde gelişmiş ve havza dolgusu Paleosen'den Kuvaterner'e kadar aşıl uyumsuzluklar ile kesintiye uğramış sıyrılmaya üstü (supra-detachment) gelişen bir havzadır ve havzanın Paleosen'den günümüze kadar bölgeyi etkileyen tektonik mekanizmalara ait tüm jeolojik kayıtları içermesi beklenmektedir. Ayhan Havzası'nın yapısal unsurları ile iyi tanımlanmış bir litoloji haritasının oluşturulması, Ayhan Havzası'nın jeolojik evrimini anlamak ve ayrıca OAKK'yi deforme eden tetik mekanizmalarının konumsal ve zamansal etkilerinin belirlenmesi açısından çok önemlidir. Bu amaçla, çizgiselliklerin ve farklı yansıma değerlerine sahip litolojik birimlerin belirlenmesinde, yaygın bir uygulamaya sahip olan optik uydu görüntüleri (Landsat TM ve ASTER) işleme teknikleri (pankromatik keskinleştirme, yeniden örnekleme, temel bileşenler analizi, dekorelasyon germe ve bant kombinasyonu) kullanılmıştır. Sonrasında ise arazi doğrulaması yapılarak havzanın litostratigrafisi ve detaylı jeoloji haritası oluşturulmuştur.

Arazi gözlemleri ve uzaktan algılama çalışmaları ile yeniden düzenlenen stratigrafi ve jeoloji haritası değerlendirildiğinde, Ayhan Havzası Lütisen öncesi karasal çökeller ile başlayan, Eosen'de denizel çökeller ile devam eden ve sonrasında ise yine karasal depolanma ile son bulan bir depolanma sistemine sahiptir. Deformasyon süreçleri, Anadolu Kristalen Kompleksi'nin (OAKK) oluşumunda etkin olan tetik mekanizmaları çerçevesinde değerlendirildiğinde ise OAKK'nın kuzeyi ve güneyi arasında farklılıklar bulunmaktadır. Buna göre, OAKK'nın kuzeyinde ve güneyinde bulunan dalma-batma zonlarının etki alanlarının sınırı Çiçekdağ ve Ayhan Havzaları arasında bir konumda bulunmaktadır.

Anahtar kelimeler: ASTER, Ayhan Havzası, Kırşehir Bloğu, Landsat TM, Orta Anadolu, Uzaktan Algılama.

Abstract: *The Central Anatolian Crystalline Complex (CACC), consisting of metamorphic rocks, ophiolites, and magmatic intrusions, is the largest metamorphic complex in Turkey. It is also one of the key areas for reconstruction of the subduction zones, accommodating the Africa-Europe convergence since the Cretaceous in the Eastern Mediterranean.*

The Ayhan Basin, chosen as the study area, is a supra-detachment basin that developed on the CACC. It has basin infill with an age ranging from Paleocene to Quaternary, interrupted by angular unconformities, and

is expected to contain the whole geological record of tectonic mechanisms which have affected the region from Paleocene to Recent times. Producing a well-defined lithological map showing the structural elements of the basin is very important to understand the geological evolution of the Ayhan Basin and also to determine the spatial and temporal effects of the triggering mechanisms which deform the CACC. For this purpose, optical satellite image (Landsat TM and ASTER) processing techniques (pan-sharpening, resampling, principal component analysis, decorrelation stretching, and band combination), which have a widespread application, were used in determination of the lineaments and lithological units, having different reflectance values. After this, detailed lithostratigraphy and geological mapping of the Ayhan Basin were created by field verification.

Considering the reconstructed stratigraphy and the geological map of the Ayhan Basin based on field observation and remotely sensed data, it has a depositional system that starts with continental deposits before Lutetian, then continues with marine sediments during the Eocene, and again ends with continental deposits. When the deformation processes are evaluated based on the trigger mechanisms of the Central Anatolian Crystalline Complex's (CACC) evolution, the northern and southern part of the CACC show clearly different processes. Accordingly, the boundary of the impact zone of the subduction zones in the north and south of the CACC is located between the Çiçekdağ and Ayhan basins.

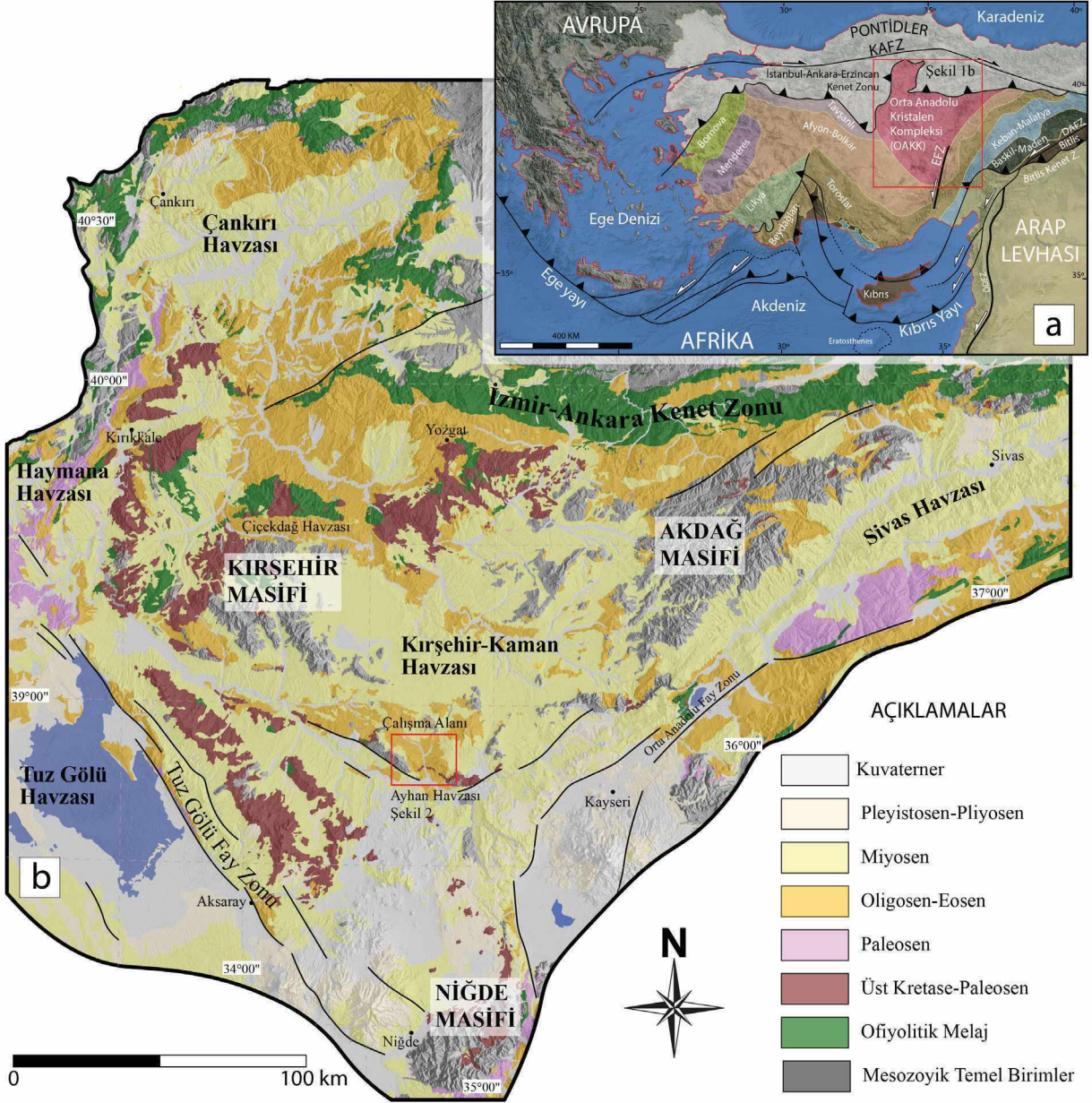
Keywords: ASTER, Ayhan Basin, Central Anatolia, Kırşehir Block, Landsat TM, Remote Sensing.

GİRİŞ

Afrika ve Avrasya plakalarının Kretase'den günümüze kadar devam eden yaklaşık K-G doğrultusunda birbirlerine doğru hareketine bağlı olarak birden fazla ve kısmen eş zamanlı dalma-batma zonları gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Stampfli ve Borel, 2002; Robertson, 2004; Okay vd., 2006; Moix vd., 2008). Bu dalma-batma zonlarının yapısı ve gelişimi, nicel kinematik yaklaşımların eksiklikleri nedeniyle iyi anlaşılammaktadır. Doğu Akdeniz bölgesinde bulunan ve Kretase'den bu yana etkin olan bu dalma-batma zonlarının (Şekil 1a) yeniden yapılandırmasında, anahtar alanlardan biri olan Orta Anadolu Kristalen Kompleksi (OAKK); metamorfik kayaçları, ofiyolitleri (Yalınz and Göncüoğlu, 1998) ve magmatik sokulumları ile Türkiye'de görülen en büyük metamorfik komplekstir (Şekil 1a).

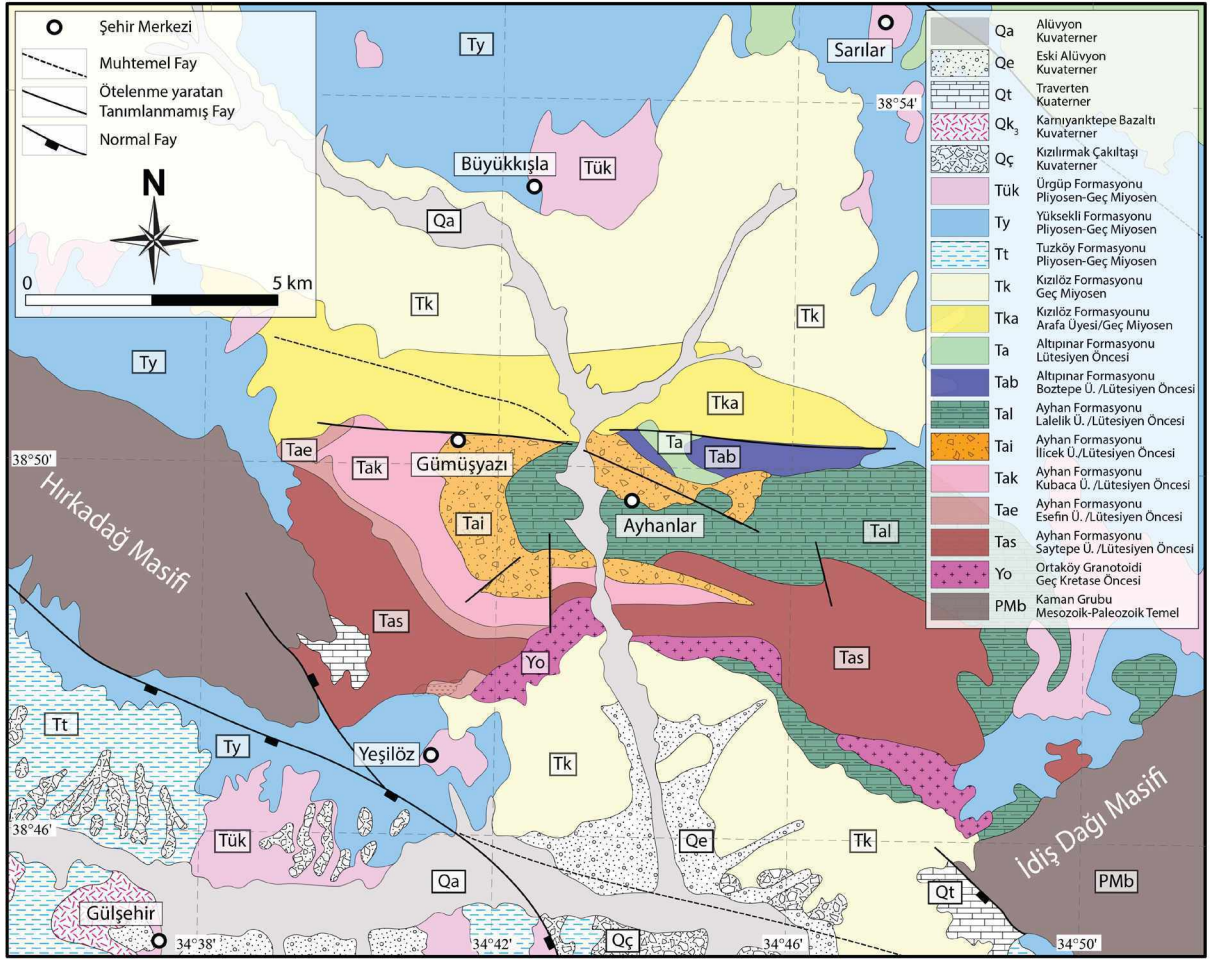
Son dönemde yapılan çalışmalar, Orta Anadolu Kristalen Kompleksi (Şekil 1b) üzerinde yer alan K-G uzanımlı granitoid kuşağının

Paleosen'de sıyrılma fayları ile yükseldiğini (Whitney ve Dilek, 1997; Fayon vd., 2001; Gautier vd., 2002; Boztuğ vd., 2009a ve b; Işık, 2009; Lefebvre vd., 2011 ve 2015) ve Geç Kretase'den sonra ise üç farklı bloğa parçalandığını ve her bir blokta meydana gelen rotasyonun birbirleri ile içsel olarak uyumlu olduğunu göstermiştir (Lefebvre vd., 2013). Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'ni tanımlayan granitoidi öteleyen iki farklı fay hattının da belirlendiği aynı çalışmada, bu fay hatlarından biri olan Eosen-Erken Miyosen yaşlı Savcılı Fay Zonu'nun, Kırşehir ve Niğde-Ağaçören bloklarını ötelediği ve ayrıca Niğde-Ağaçören Masifi'nin saatin tersi yönde 30° bir düşey rotasyona maruz kaldığı belirlenmiştir. Ayhan Havzası, öne sürülen Savcılı Fay Zonu'nun doğu kısmında yer alan Paleosen-Oligosen yaşlı volkano-sedimanter bir havzadır ki granitoidin yükselmesine dair sıyrılma faylarına ait kayıtlar ile Eosen sonrası meydana gelen sıkışmalı rejime ait tüm jeolojik kayıtları içermesi beklenmektedir (Şekil 2).



Şekil 1. a) Anadolu mikro-plakasını meydana getiren temel tektonik kuşakları gösteren harita (Okay vd., (1996) ve Kaymakçı vd., (2010)'den alınmıştır). Kırmızı dikkörtgen alan Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'ni göstermektedir. KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, EFZ: Ecemiş Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, b) Kırşehir Bloğu olarak tanımlanan bölgede bulunan temel jeolojik birimleri ve yapısal unsurları göstermektedir. Kırmızı dikkörtgen ile tanımlanmış bölge çalışma alanını göstermektedir.

Figure 1. a) Map showing major tectonic belts of Anatolia micro-plate (modified from Okay et al., (1996) and Kaymakci et al. (2010)). KAFZ: North Anatolian Fault Zone, DAFZ: East Anatolian Fault Zone, EFZ: Ecemiş Fault Zone, ÖDFZ: Dead Sea Fault System, b) Major lithological units and structural elements of Kırşehir Block. Red rectangle indicates study area.



Şekil 2. Çalışma alanının Atabey (1989) tarafından hazırlanmış olan 1/100.000 ölçekli (K33 pafta numaralı) jeoloji haritası.

Figure 2. 1/100,000 scale (index number K33) geological map of study area prepared by Atabey (1989).

OAKK'nın jeolojik evriminin anlaşılabilmesi için bloğun üzerinde gelişen sedimanter havzalardan olan Ayhan Havzası'nın yapısal unsurlarının ve iyi tanımlanmış litolojik haritasının oluşturulması çok önemlidir. Bu amaçla, optik uzaktan algılama yöntemleri, geleneksel jeolojik haritalama yöntemleri ile fazlaca zaman ve mali kaynak gerektiren riskli ya da geniş alanların haritalanmasında oldukça kullanışlıdır. Özellikle, uydu görüntüleri üzerinde yapılan spektral iyileştirme ve çeşitli görüntü işleme teknikleri ile birlikte kullanılan farklı (gerçek

ya da yalancı) bant kombinasyonları, kayaçların spektral yansımalarındaki farklılıkları insan gözü tarafından görünür hale getirmede çok başarılıdır. Bu yönü ile geleneksel haritalama çalışmalarını tamamlayan değerli bir araçtır. Bu çalışma kapsamında, Ayhan Havzası'nın yapısal unsurları ile birlikte litoloji haritasının oluşturulmasında ve çizgiselliklerinin belirlenmesinde, yaygın bir uygulamaya sahip olan optik uzaktan algılama yöntemleri kullanılmış, sonrasında ise arazi doğrulaması yapılarak havzanın litostratigrafisi ve detaylı jeoloji haritası oluşturulmuştur. Bu

süreçler sonucunda elde edilen veriler ise Ayhan Havzası'nın ve dolayısıyla OAKK'nın evriminin kurgulanmasında kullanılmıştır.

MATERYAL VE YÖNTEM

Uzaktan Algılama Verileri ve Karakteristikleri

Bu çalışma kapsamında, Landsat TM ve ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) uydu görüntüleri kullanılmıştır (Çizelge 1). Bu görüntüler, Google Earth (Quickbird) ve SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) sayısal yükseklik modeli verileri ile birlikte kullanılarak faylar, çizgisellikler, litolojik birimler ve sınırlar belirlenmiştir. Bu tür jeolojik bilgilerin elde edilmesi kompleks bir işlem olmakla birlikte görüntülerin konumsal ve spektral çözünürlüklerine bağlı olarak çeşitli belirsizlikleri de bünyesinde barındırmaktadır. Bu belirsizlerin bir kısmının, çeşitli görüntü iyileştirme teknikleri kullanılarak üstesinden gelmek mümkündür (Lillesand ve Keifer, 1994). Böylece, unsurlar görsel olarak ayırt edilebilir forma dönüştürülür ve yorumlayıcı tarafından (bilgisayar ya da insan) daha fazla bilgi çıkarılması mümkün olmaktadır.

Uydu Görüntülerinin İyileştirilmesi ve İşlenmesi

Landsat 7 ETM ve ASTER görüntülerinin spektral ve konumsal özellikleri Çizelge 2'de özetlenmiştir.

Buna göre, Landsat 7 ETM+ görüntüsünün 0,45- 2,35 µm dalga boyunda (VNIR) ve 30 m konumsal çözünürlüğe sahip altı adet spektral bantı ve bir adet 15 m konumsal çözünürlüğe sahip pankromatik bantı (0,52-0,90 µm) bulunmaktadır. Termal kızılötesi (10,4-12,50 µm, TIR) bantı ise 60 m alansal çözünürlüğe sahiptir ve bu çalışmada kullanılmamıştır. ASTER görüntüleri ise görünür-yakın kızılötesi (0,52-0,85 µm, VNIR) aralığında 15m konumsal çözünürlüklü üç adet spektral bantı ve bir adet geriye bakış bantı (3B), bununla birlikte 30 m konumsal çözünürlüklü altı adet kısa dalga kızılötesi (1,6-2,43 µm, SWIR) spektral bantı ve 90 m konumsal çözünürlüklü beş adet termal kızıl ötesi (8,125-11,65 µm, TIR) bantı bulunmaktadır (Fujisada vd., 1998; Yamaguchi vd., 1998). Yine bu çalışmada, ASTER görüntülerinin TIR bantları kullanılmamıştır.

Bu çalışma kapsamında, Pankromatik Keskinleştirmesi (Pan-Sharpennig, PS), Yeniden Örnekleme (Resampling, RS), Temel Bileşenler Analizi (Principal Component Analysis, PCA), Dekorelasyon Germesi (Decorelation Streching, DS) gibi görüntü işleme tekniklerinin yanında Bant Kombinasyonları (Band Combination, BC) ve Kontrast Germesi (Contrast Streching, CS) gibi görüntü iyileştirme metotları bilgi üretmek için kullanılmıştır. Tüm bu çalışmalar esnasında izlenen aşamalar Şekil 3'te verilen akış şemasında gösterilmiştir.

Çizelge 1. Çalışmada kullanılan uydu görüntülerine (ASTER ve Landsat TM) ait katalog bilgisidir (<https://earthexplorer.usgs.gov/> sayfasından indirilmiştir.)

Table 1. Catalog information about satellite images (ASTER and Landsat TM) used in this study (Downloaded from <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

Görüntü Türü	Görüntü Kodu	Tarih ve Saat (Elde Edilme)	Kolon / Sıra No	Bulutluluk Oranı (%)	Güneş Azimuth	Güneş Yüksekliği
ASTER Level 1T	AST_L1T_00305172005083824_20150509125040_17532	2005/05/17 – 08:38:24	176/33	0	142.592495	66.961877
Landsat 7 ETM	LE07_L1TP_176033_20020610_20170213_01_T1	2002/06/10 – 08:10:01	176/33	0	122.35093594	64.79421898

Çizelge 2. Çalışmada kullanılan uydu görüntülerinin (ASTER ve Landsat TM) spektral ve konumsal özellikleri (<https://terra.nasa.gov/data/aster-data> ve <https://landsat.gsfc.nasa.gov/>)

Table 2. Spectral and spatial properties of satellite images (ASTER and Landsat TM) used in this study (<https://terra.nasa.gov/data/aster-data> ve <https://landsat.gsfc.nasa.gov/>)

Landsat 7 ETM		ASTER		
Spektral Çözünürlük	Konumsal Çözünürlük	Görünür-NIR	Kısa Dalga-IR	Termal-IR
Bant 1: 0,45-0,52 (M)		Bant 1: 0,52-0,6 (Y)	Bant 4: 1,6-1,7	Bant 10: 8,125-8,475
Bant 2: 0,53-0,61 (Y)		Bant 2: 0,63-0,69 (K)	Bant 5: 2,145-2,185	Bant 11: 8,475-8,825
Bant 3: 0,63-0,69 (K)	30 m	Bant 3N: 0,78-0,86 (NIR)	Bant 6: 2,185-2,225	Bant 12: 8,925-9,275
Bant 4: 0,78-0,90 (NIR)		Bant 3B: 0,78-0,86 (NIR)	Bant 7: 2,235-2,285	Bant 13: 10,25-10,95
Bant 5: 1,55-1,75			Bant 8: 2,295-2,365	Bant 14: 10,95-11,65
Bant 6: 10,4-12,5 (TIR)	60 m		Bant 9: 2,36-2,43	
Bant 7: 2,09-2,35	30 m		Konumsal Çözünürlük	
Pan: 0,52-0,90	15 m	15 m	30 m	60 m
Görüntü Genişliği (km ²)			Görüntü Genişliği (km ²)	
185x170			60x60	

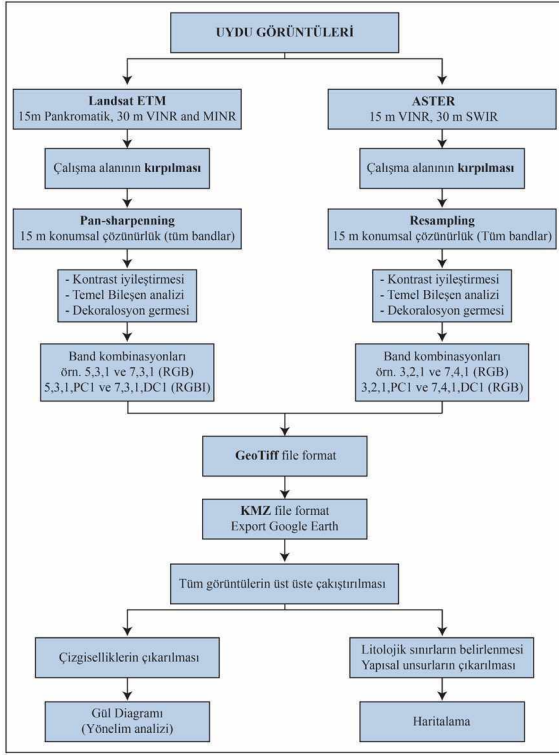
Pankromatik keskinleştirilmesi (Pan-Sharpning, PS)

Pankromatik keskinleştirilmesi Landsat gibi pankromatik bandı bulunan görüntülerde uygulanan radyometrik bir transformasyon işlemidir. Bu yöntem, yüksek konumsal çözünürlüğe sahip olan pankromatik görüntü ile yüksek spektral çözünürlüğe sahip ancak düşük konumsal çözünürlüğü olan spektral bantların birleştirilmesi işlemi olarak tanımlanmaktadır. Burada oluşturulan yeni görüntü, konumsal çözünürlüğü pankromatik banttan, spektral bilgiyi ise diğer spektral bantlardan almaktadır.

Bu yöntemin uygulanabilmesi için görüntülerin coğrafik referanslı ve aynı görüntü boyutuna sahip olması gerekmektedir. İdeal olarak, kullanılan pankromatik ve multi-spektral görüntülerin aynı sensörden elde edilmiş olması gerekmektedir. Bu çalışmada, bu yöntem Landsat 7 ETM 30 m konumsal çözünürlüğe sahip olan VIR bantlarının (Şekil 4b), pankromatik bandı (Şekil 4a) ile keskinleştirilmesinde kullanılmıştır (Şekil 4c).

Yeniden örnekleme (Resampling, RS)

Görüntünün yeniden örnekleme işlemi özünde bir interpolasyon yöntemi olup, görüntünün geometrik olarak dönüştürülmesi olarak tanımlanmaktadır. Bu dönüşüm görüntünün koordinatının değiştirilmesi, geometrik olarak düzeltilmesi, yeniden ölçeklendirme gibi ihtiyaçtan kaynaklanmaktadır. Dönüşüm sonunda elde edilen yeni görüntü kullanılan dönüşüm yöntemine (Nearest Neighbour, Bilinear or Cubic Convolution) bağlı olarak orijinal görüntünün sayısal değeri (DN) korunur ve yahut yeni DN değeri oluşturulur. Bu çalışmada ASTER görünür bantları (VIR, 15 m) ile kısa dalga boyuna (SWIR, 30 m) sahip olan bantlarının konumsal çözünürlüğünün farklı olması nedeni ile bantlar üzerinde aritmetik işlemler gerçekleştirilememektedir. Bu nedenle SWIR bantlarının çözünürlüğünün 15 m'ye yükseltgenmesi amacı ile kullanılmıştır.

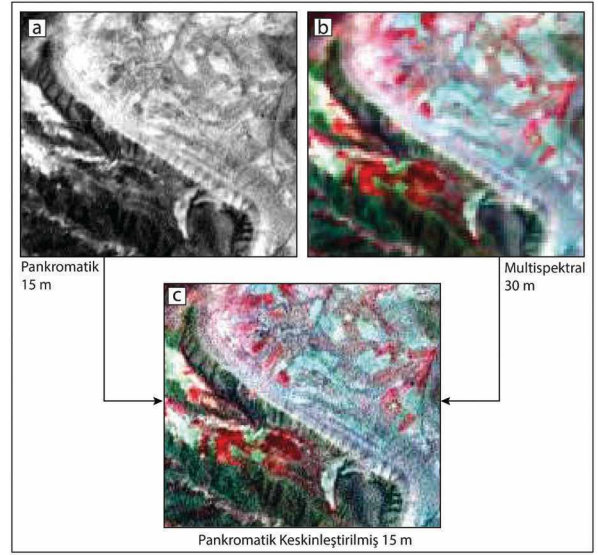


Şekil 3. Uzaktan algılama çalışmaları sırasında uygulanan yöntemleri ve izlenen aşamaları gösteren akış şeması.

Figure 3. Flow chart showing methods applied and steps followed during remote sensing studies.

Temel bileşen analizi (Principal Component Analysis, PCA)

Temel Bileşen Analizi, veri içerisinde meydana gelen gereksiz tekrarların azaltılması amacı ile uygulanan bir yöntemdir. Uydu görüntüleri genellikle birden fazla banda sahiptir ve bu bantlar da birbirine benzer bilgileri içermektedirler. İstatistiksel dönüşümler yapılarak, n sayıda olan bant sayısı işlem sonucunda birkaç taneye indirgenir. Böylece çok fazla bilgi kaybı olmadan, verilerin işlenmesi esnasında meydana gelen zaman kaybı önlenmiş olur (Lillesand ve Kiefer, 1994). Temel bileşen analizi uygulanmış görüntülerde yeryüzünde görülen nesnelere spektral farklılıkları daha ayırt edilebilir hale getirilmiş olur (Sabins, 1987).



Şekil 4. a) Landsat TM uydu görüntüsüne ait 15 m konumsal çözünürlüğe sahip pankromatik bant ve b) 30 m konumsal çözünürlüğe sahip multi-spektral (432/RGB) bantlara uygulanan c) pankromatik keskinleştirilmesi (Pan-sharpening) sonucunda elde edilen görüntü (432/RGB).

Figure 4. a) Panchromatic band with 15m spatial resolution and b) multi-spectral band with 30m spatial resolution of Landsat TM satellite image, c) resultant Pan-sharpened image (432/RGB).

Bu çalışmada, Temel Bileşen Analizi Landsat (Şekil 5a) ve ASTER görüntülerine (Şekil 5b) uygulanarak yeni bantların oluşturulmasında ve yeni renk kombinasyonlarının elde edilmesinde kullanılmıştır. Temel bileşen analizi uygulanmış Landsat ve ASTER görüntülerinin temel bileşen eksenlerinin istatistikleri sırasıyla Çizelge 3 ve 4'te verilmiştir. Buna göre Landsat ve ASTER bantlarından oluşturulan temel bileşen eksenlerinin ilk 3 tanesi toplam verinin %98'ini (Çizelge 3 ve 4) içermektedir. Geriye kalan kısım ise gürültü (noise) ya da arazide bulunan nadir kayalar (mineraller) olarak değerlendirilmiştir.

Çizelge 3. Landsat TM görüntüsüne uygulanan Temel Bileşen Analizi'nin istatistiksel sonuçları**Table 3.** Statistical Results of Principal Component Analysis applied to Landsat TM images.

Ortalama DN Değeri			Özdeğer (Eigenvalues) Eksenleri ve Yüzdeler Değerleri			
Bant	Ort. DN	Sapma	Eksen	Özdeğer	Yüzde (%)	Sapma
B1	109,9	18,2	PC1	3234,0	88,0	56,9
B2	107,8	21,2	PC2	247,1	6,7	15,7
B3	130,6	30,0	PC3	132,3	3,6	11,5
B4	95,5	12,9	PC4	44,1	1,2	6,6
B5	143,3	29,2	PC5	12,5	0,34	3,5
B7	112,5	28,3	PC6	7,8	0,21	2,8
Pan	89,8	13,2	PC7	2,6	0,071	1,6

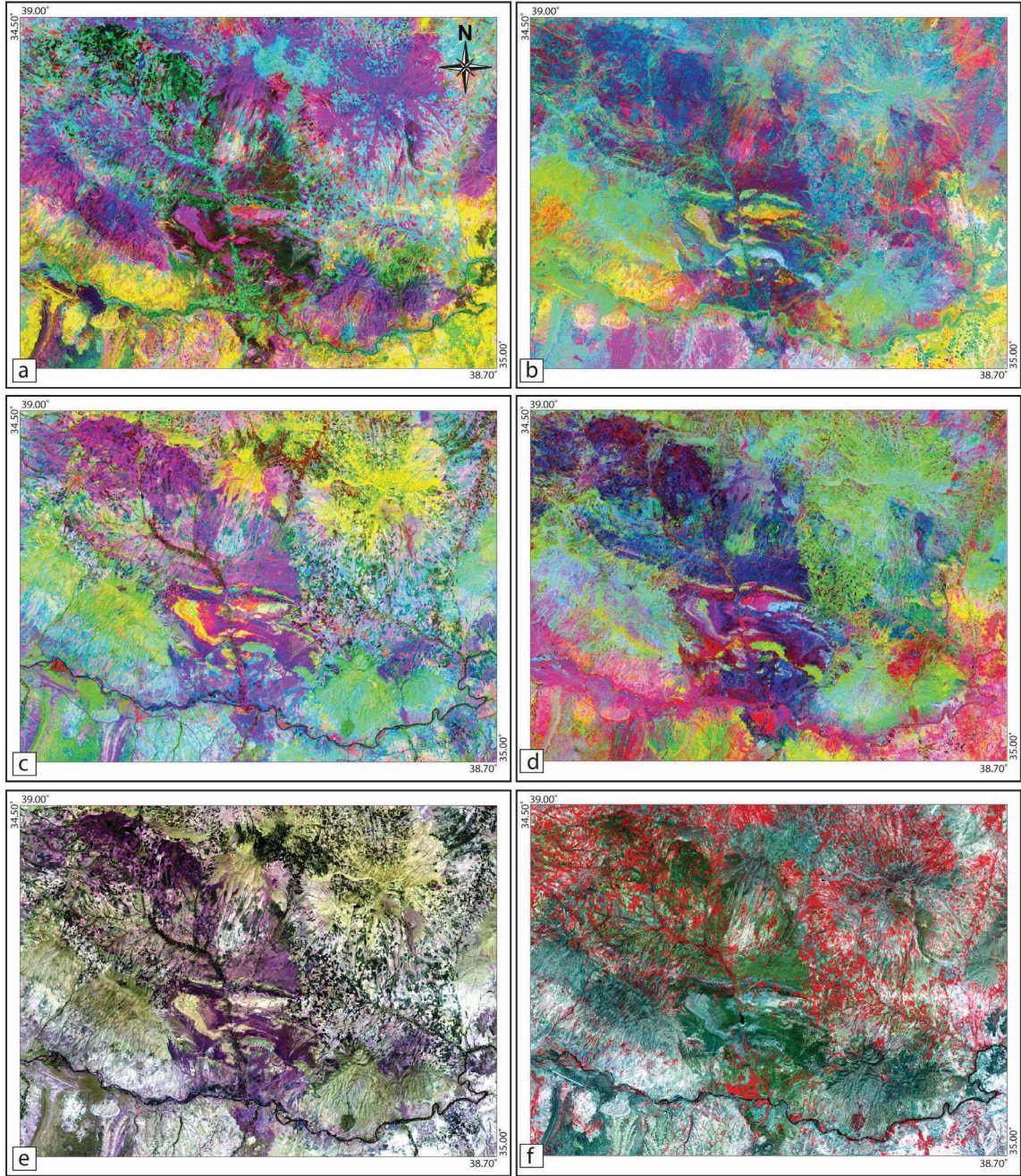
Özdeğer (Eigenvalues) Kovaryans Matrisi							
Bant	B1	B2	B3	B4	B5	B7	Pan
PC1	0,2976	0,3612	0,5161	0,0828	0,494	0,4748	0,196
PC2	0,221	0,241	0,05866	0,6723	-0,1798	-0,4857	0,4116
PC3	-0,3711	-0,2614	-0,4466	0,4637	0,5727	0,1868	0,1292
PC4	-0,5111	-0,3339	0,5242	0,2319	-0,4071	0,3055	0,1991
PC5	0,3527	0,06487	-0,4625	0,1542	-0,4638	0,6335	0,1317
PC6	0,0635	0,07986	0,1335	0,4956	-0,05176	0,07158	-0,8476
PC7	-0,579	0,7881	-0,156	-0,05444	0,1105	0,06292	-0,01346

Dekorelasyon gemesi (Decorelation stretching)

Dekorelasyon gemesi, Temel Bileşen Analizi'nin bir ürünüdür. Bu yöntemin temel prensibi, transformasyon matrisi kullanarak iki ya da daha fazla sayıda olan veri setleri arasındaki korelasyonu azaltmak üzerine kurulmuştur. Dekorelasyon gemesi dört adımda gerçekleştirilmektedir. İlk adımda, görüntünün kovaryans matrisi oluşturulur ve aigen vektörleri hesaplanır. İkinci adımda, görüntü radyans değerlerinden temel bileşen analizinde elde edilen temel eksenlere

dönüştürülür. Bu eksenler birbirine diktir, dolayısı ile birbirleri ile korelasyonu yoktur. Üçüncü adımda ise bu eksenler üzerinde kontrast gemesi yapılır. Dördüncü adımda, ters dönüşüm yapılarak, veriler tekrar radyans değerlerine geri döndürülür.

Bu çalışmada, bu yöntem yine temel bileşen analizinde olduğu gibi Landsat ve ASTER görüntülerine uygulanarak yeni bantların oluşturulmasında ve yeni renk kombinasyonlarının oluşturulmasında kullanılmıştır (Şekil 5c ve 5d).



Şekil 5. a) Temel Bileşen Analizi uygulanmış Landsat TM (PC123/RGB) ve **b)** ASTER (PC146) görüntüleri, **c)** Dekorelasyon germesi uygulanmış Landsat TM (DC653/RGB) ve **d)** ASTER (DC146) görüntüleri. Farklı bantları farklı renk kanallarına atanmasına bağlı olarak oluşturulan **e)** Landsat TM (B753/RGB) ve **f)** ASTER (B321/RGB) bileşke renk görüntüleri.

Figure 5. a) Landsat TM (PC123/RGB) and **b)** ASTER (PC146) imagery that applied Principal Component Analysis, **c)** Landsat TM (DC653/RGB) and **d)** ASTER (DC146) imagery that applied Decorrelation Stretch method. **e)** Landsat TM (B753/RGB) and **f)** ASTER (B321/RGB) composite color images created by assigning different bands to different color channels.

Çizelge 4. ASTER görüntüsüne uygulanan Temel Bileşen Analizi'nin istatistiksel sonuçları**Table 4.** Statistical Results of Principal Component Analysis applied to ASTER images.

Ortalama DN Değeri			Özdeğer (Eigenvalues) Eksenleri ve Yüzelik Değerleri			
Bant	Ort. DN	Sapma	Eksen	Özdeğer	Yüzde (%)	Sapma
B1	124,3	30,4	PC1	3103	85,0	55,7
B2	115,8	32,6	PC2	320,7	8,8	17,9
B3N	108,9	17,3	PC3	154	4,2	12,4
B4	88,1	15,3	PC4	38,2	1,1	6,2
B5	80,2	14,6	PC5	10,92	0,3	3,3
B6	82,6	15,6	PC6	3,569	0,098	1,9
B7	75,5	14,0	PC7	2,855	0,079	1,7
B8	78,9	15,9	PC8	1,767	0,049	1,3
B9	74,8	14,2	PC9	1,52	0,042	1,2

Özdeğer (Eigenvalues) Kovaryans Matrisi									
Bant	B1	B2	B3N	B4	B5	B6	B7	B8	B9
PC1	0,5289	0,5719	0,1033	0,253	0,2503	0,2641	0,2386	0,2699	0,2373
PC2	-0,2553	-0,02979	-0,8656	0,005405	0,1528	0,1867	0,172	0,2163	0,2237
PC3	-0,3375	-0,4951	0,3924	0,4098	0,2668	0,2901	0,2505	0,2407	0,2075
PC4	0,6316	-0,5181	-0,2743	0,3778	0,06788	0,0457	-0,0839	-0,2464	-0,2004
PC5	-0,367	0,3899	-0,08962	0,6545	0,02274	-0,02317	-0,00279	-0,3092	-0,4245
PC6	0,03383	-0,02405	-0,05067	0,4065	-0,2855	-0,6696	-0,1666	0,432	0,2938
PC7	-0,05892	0,06649	0,01114	0,1531	-0,1808	0,2442	-0,3984	-0,496	0,6866
PC8	-0,04478	0,02853	0,01182	-0,08377	0,8502	-0,3901	-0,2904	-0,1406	0,1045
PC9	-0,03093	0,02501	-0,00283	0,03445	0,02615	0,3852	-0,7569	0,4623	-0,248

Bant kombinasyonları (Band Combination, BC)

Multispektral uydu görüntüleri farklı dalga boylarına sahip pek çok veri bantlarına sahiptirler. Her bir bant, nesnelere dalga boyuna bağlı olarak farklı spektral bilgiyi içermektedir (Jensen, 1996). Görüntüleme esnasında her bir bant, tek bir kanala (kırmızı, yeşil ya da mavi kanaldan birine) aktarılır ve bu durumda görüntü gri tonlarında görülür. Fakat, aynı anda üç farklı bandın farklı renk kanallarına atanmasına bağlı olarak bileşke renk görüntüleri elde edilir. Orijinal kırmızı (R), yeşil(G), mavi(B) görüntü bantları, aynı kanallara (RGB) atandığı takdirde gerçek renk

kombinasyonu elde edilirken, bunun dışındaki tüm kombinasyonlar yalancı renk kombinasyonları olarak adlandırılır ve gerçek hayatta görülen renklerden tamamen farklıdır (Şekil 5e ve 5f). Yalancı renk kombinasyonları uzaktan algılama çalışmalarında farklı nesnelere görüntü üzerinde belirgin hale getirilmesinde çok kullanışlıdır. Temel prensip olarak, maksimum kontrast ve maksimum bilgiye ulaşmak için minimum korelasyona sahip olan bant kombinasyonlarının seçilmesi gerekmektedir. Şekil 5e ve 5f'de Landsat görüntüsü için 753 (RGB), ASTER görüntüsü için ise 321 (RGB) bant kombinasyonu örnek olarak verilmiştir.

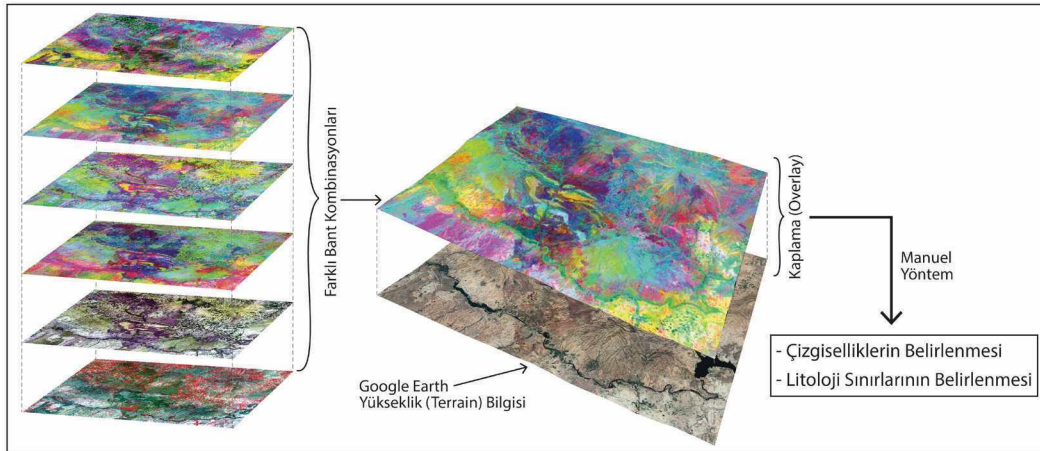
Kontrast gemesi (Contrast Streching, CS)

Farklı nesnelere belli bir dalga boyunda farklı yansıma (radiance) değerlerine sahiptirler. Bu durum ise yan yana bulunan farklı iki komşu nesnenin ayırt edilebilmesine neden olmaktadır. Bununla birlikte, aynı tür objeler de aydınlanma miktarlarına, açılarına ve oranlarına vb. parametrelere bağlı olarak farklı yansıma değerlerine sahip olabilirler, farklı objeler de aynı yansıma değerlerine sahip olabilirler. Nesnelere yansıma enerjilerinin miktarında meydana gelen farklılıklar görüntü üzerinde kontrast değişimleri olarak kendini göstermektedir. Pek çok konvansiyonel uzaktan algılama sistemi 8 bitlik (0-255) radyometrik kayıt sistemi kullanmaktadır. Uzaktan algılama yöntemi ile elde edilen görüntüler, teorikte atmosferik ve diğer pek çok farklı faktöre bağlı olarak beklenen yansıma değerinden daha düşük bir değer ile kayıt edilirler. Bu da nesnelere arasındaki kontrast farkını düşürür. İşte kontrast gemesi, bu kontrast farkını artırmak amacıyla elde edilen görüntünün DN değerleri 0-255 renk aralığına yayılarak kontrast değerlerinin artırılması esasına göre uygulanmaktadır. En basit ve en sık kullanılan türü ise lineer germedir. Bunun dışında histogram eşitleme, parçalı lineer germe, logaritmik germe ve üstel germe gibi pek

çok türü bulunmaktadır. Bu yöntem uygulandığı takdirde görüntünün orijinal DN değerleri değişmekte olup, uygulanan yöntemle göre de farklılık göstermektedir.

Uydu Görüntülerinin Çakıştırılması

Farklı spektral ve konumsal çözünürlüklere sahip olan bu görüntülerden görüntü işleme teknikleri ile elde edilen bantlar da dahil olmak üzere farklı bant kombinasyonları oluşturulmuş. Bu bant kombinasyonları oluşturulurken bantlar arasında minimum korelasyona sahip olanlar seçilmiştir. Örneğin, jeolojik uygulamalarda en iyi sonucu veren bant kombinasyonu Landsat ETM için 5,4,1 ve 7,4,2 (RGB) olarak belirlenirken, ASTER görüntüsü için 7,4,1 ve 9,5,2 (RGB) olarak bulunmuştur. Benzer şekilde PCA ve DS sonucunda elde edilen yeni bant kombinasyonları da kullanılarak tüm imajlar Google Earth™ ortamında üst üste çakıştırılmıştır (Şekil 6). Böylece yükseklik bilgisi Google Earth™'ten elde edilmiştir. Son olarak ise çalışma alanının çizgisellikleri ve litoloji sınırları manuel olarak belirlenmiştir. Elde edilen haritalar bulgular kısmında detaylı olarak verilmiştir.



Şekil 6. Farklı bant kombinasyonları ile oluşturulan tüm görüntülerin üst üste çakıştırılma adımlarını göstermektedir. Yükseklik bilgisinin Google Earth™'ten alındığına dikkat ediniz.

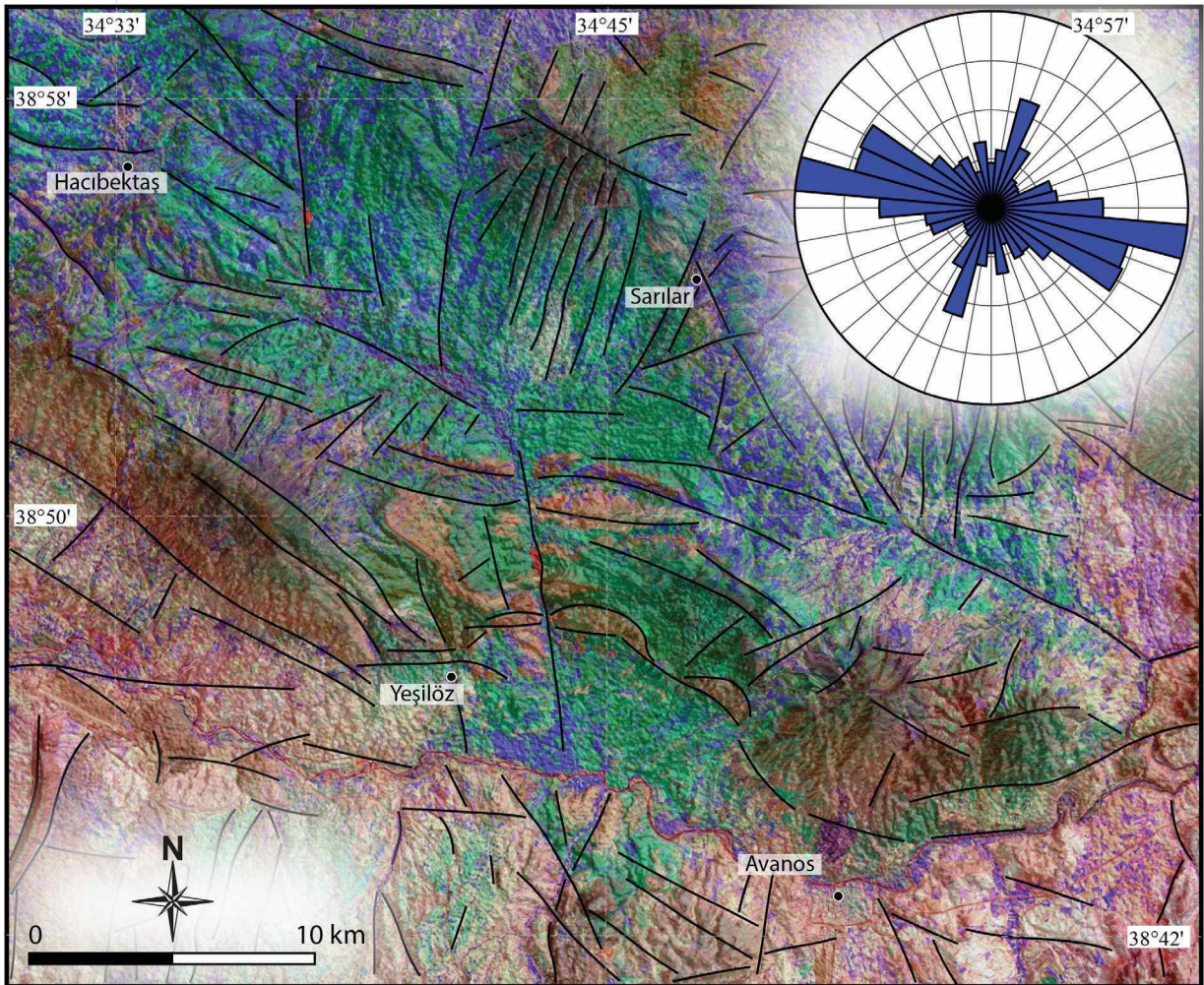
Figure 6. Steps followed after production of images with different band combinations. All images are overlapped and elevation information was obtained from Google Earth.

BULGULAR

Çizgiselliklerin Belirlenmesi

Yapılabilecek algılama hatalarından ve birimlerin yansıma benzerliklerinden veya farklılıklarından (gölge etkisi ya da bakı farklılıkları) kaynaklı yanıltıcı etkinin en aza indirilebilmesi maksadı ile çizgisellik haritası manuel olarak belirlenmiştir (Şekil 7). Bu çalışma kapsamında, çizgiselliklerin

belirlenmesinde ASTER, Landsat (Çizelge 1 ve 2) ve yükseklik bilgisi içeren Google Earth (Quickbird) görüntüleri yanı sıra hali hazırda mevcut olan jeoloji haritaları (Şekil 2) kullanılmıştır. Çizgisel unsurlar farklı bant kombinasyonları kullanılarak görsel olarak ayırt edilebilir forma dönüştürülerek, tüm görüntülerden elde edilen çizgisellikler karşılaştırılarak, hepsinde ortak olan çizgisellikler doğru kabul edilmiştir.



Şekil 7. Çalışma alanının Landsat TM, ASTER ve yükseklik bilgisi içeren Google Earth (Quickbird) görüntüleri yan sıra hali hazırda mevcut olan jeoloji haritaları karşılaştırılarak oluşturulan çizgisellik haritası.

Figure 7. Lineament map of study area produced by overlapping Landsat TM, ASTER and Google Earth (Quickbird) imagery as well as currently available geology maps.

Elde edilen çizgisellik haritası ile birlikte ağırlıklandırılmış segment yöntemi ile oluşturulmuş gül diyagramı Şekil 7'de verilmiştir. Elde edilen gül diyagramında baskın çizgisellik yönelimi BKB-DGD olarak bulunmuştur. Bununla birlikte KKD-GGB doğrultusunda diğer bir kümelenmenin varlığı da dikkat çekmektedir.

Litoloji Sınırlarının Belirlenmesi ve Arazi Doğrulaması

Benzer şekilde litoloji sınırları da elde edilen farklı bant kombinasyonlarının Google Earth ortamında üst üste çalıştırılması ile manuel olarak çizilmiştir (Şekil 6). Bu süreçte uzaktan algılama çalışmaları (Şekil 8a) ve arazi doğrulama çalışmaları etkileşimli olarak yürütülmüştür. Bu nedenle aynı başlık altında verilmiştir.

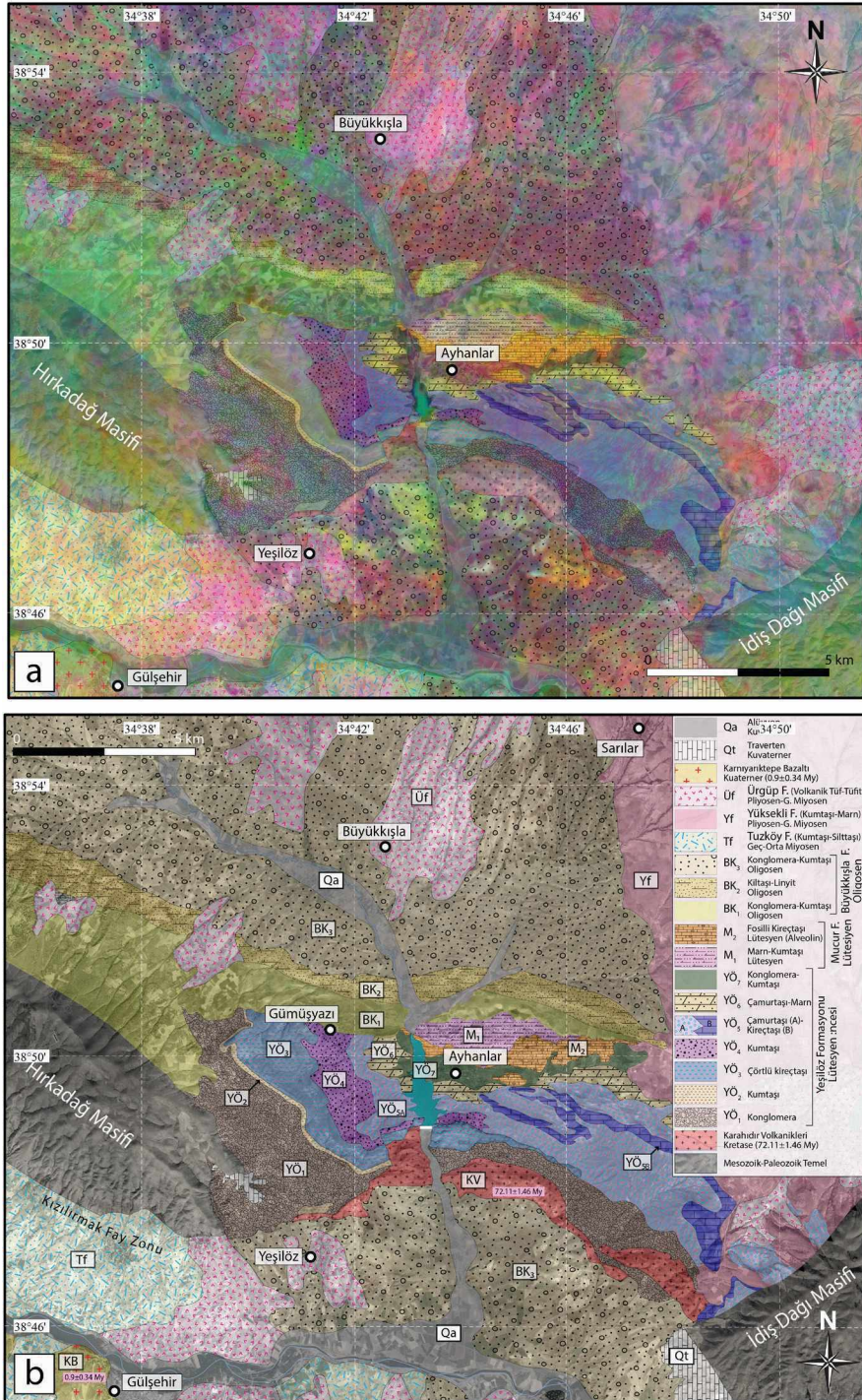
Ayhan Havzası'nın GB ve GD sınırında metamorfik (Hırkadağ) ve plütonik (İdiş) kayaların yerleştiği bilinmektedir (Köksal vd., 2001; Whitney ve Dilek, 2001; Lefebvre vd., 2011; Lefebvre vd., 2013; Advocaat vd., 2014). Bununla birlikte, havza merkezinde ise kırıntılı sedimanter kayalar (Yeşilöz Formasyonu) ile Üst Kretase yaşlı volkanik kayalar yüzlek vermektedir (Atabey, 1989). Bu kırıntılı seri ise nümmilitik kireçtaşı (Mucur Formasyonu) tarafından örtülmektedir. Gradstein vd. (2004) tarafından bu kireçtaşının yaşı nümmilit ve alveolin içeriğine bağlı olarak Lütesiyen (48.6-40.4 My) olarak belirlenmiştir. Havzanın kuzeyinde ise bu birimler, muhtemel yaşı Oligosen ya da daha genç olan kırmızı renkli fluvial konglomeratik birim (Büyükkışla Formasyonu) tarafından aşıl uyumsuzlukla örtülmektedir (Atabey, 1989). Yüksekli Formasyonu (Yf) çalışma alanının KD'sunda gözlenmektedir ve çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşmaktadır. Kendisinden önce oluşmuş olan Büyükkışla Formasyonunu doğudan sınırlamaktadır. Çalışma alanı, güneyde normal fay ile sınırlanırken, düşen blok üzerinde Ürgüp Formasyonu olarak tanımlanan ve Kapadokya volkanitlerine karşılık gelen Tortoniyen yaşlı

tüflü-tüftüli lahar karakterli kaotik akıntılar görülmektedir (Atabey, 1989; Viereck-Goette vd., 2010). Benzer şekilde Karnıyarıktepe Bazaltı da aynı volkanik sistemin uzantısı olarak plato şeklinde gelişmiştir. Tüm bu sistem Kızılırmak'a ve kollarına ait alüvyon birimler ve fay zonları boyunca gelişen güncel traverten birimleri tarafından örtülmüştür. Birimlere ait ayrıntılı arazi gözlemleri ve tanımlamalar aşağıda verilmiştir.

Yeşilöz Formasyonu

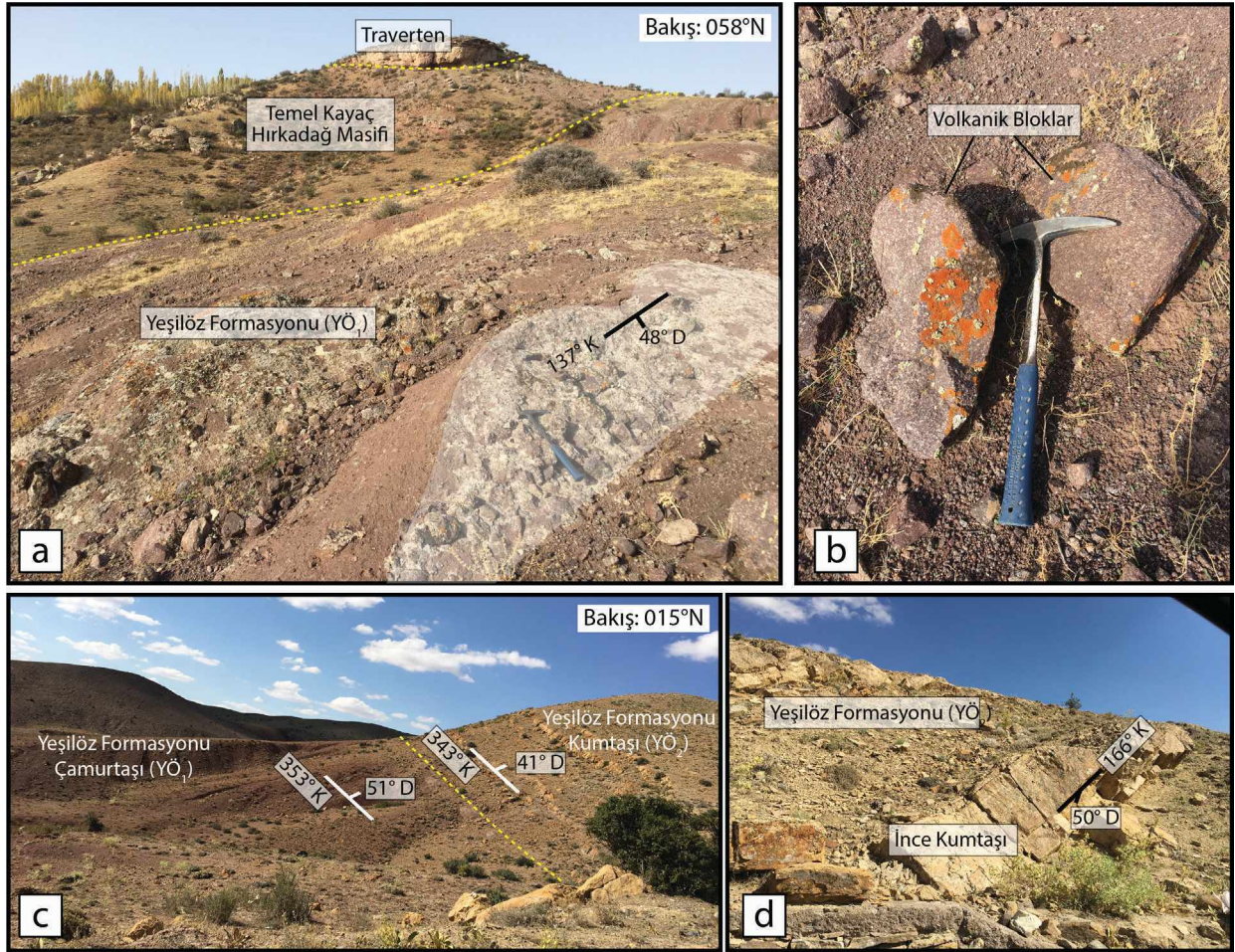
Yeşilöz Formasyonu, Atabey vd. (1989) tarafından Ayhan Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Ancak formasyon asıl tip kesitini Yeşilöz ile Ayhanlar mahallesi arasında kalan bölgede vermektedir. Yeşilöz Formasyonu kıyı, akarsu ve göl çökellerinden oluşmaktadır. Bu nedenle, formasyon içinde 7 farklı üye tanımlaması yapılmış ve litolojik olarak haritalanmıştır (Şekil 8b). Bu çalışmada Yeşilöz formasyonuna ait üyeler için adlandırmadan ziyade kodlamalar (YÖ₁₋₇) kullanılarak formasyon üyeleri tanımlanmıştır.

Ayhan Havzası'nın stratigrafisi Kretase yaşlı Karahadır Volkanikleri üzerine gelen ve Yeşilöz Formasyonunun tabanını oluşturan kırmızı-pembe renkli konglomeratik birim ile başlamaktadır ki bu birim Atabey (1989) tarafından Saytepe Üyesi olarak adlandırılmıştır. YÖ₁ üyesi tip kesitini Yeşilöz mahallesinin hemen kuzeyinde vermektedir (Şekil 8b). Üye tabanda kırmızı renkli konglomeratik breş ile başlamaktadır (Şekil 9a). Taneler köşeli, blok boyutunda volkanik kökenli kayalardan oluşmaktadır (Şekil 9b). İstif genelde matriks-destekli iken, üst seviyelere doğru izlendiğinde yer yer tane-destekli seviyelere de rastlanmaktadır. Konglomera kalın tabakalıdır ve kaotik görünümüdür (derecelenme ve boylanma tabaka içerisinde pek görülmez). Ancak istif genel olarak bakıldığında istifin üst kısımlarına doğru tane boyu küçülmeye ve kırmızı-mor renkli laminalı çamurtaşlarına dönüşmeye başlar (Şekil 9c).



Şekil 8. a) Farklı görüntü iyileştirme ve işleme süreçlerinden geçmiş uydu görüntüsü üzerinde farklı yansımaya değerlerine sahip olan litolojik birimlerin belirlenmesi ve **b)** sınırlarının çizilmesi ile oluşturulan final litoloji haritası.

Figure 8. a) Determination of lithological units with different reflectance values on satellite images to which different image enhancement and processing techniques have been applied. **b)** Final lithological map created by drawing lithological boundaries through satellite images.



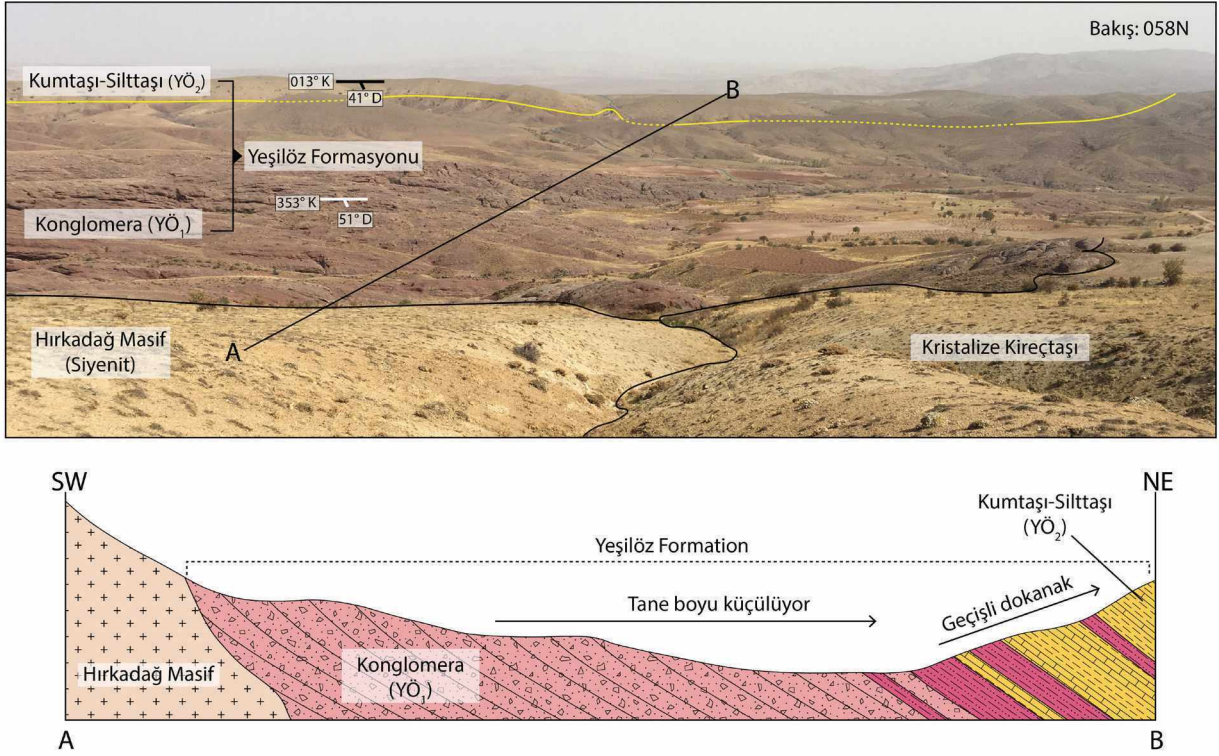
Şekil 9. Yeşilöz Formasyonu'nun tabanında bulunan ve YÖ₁ üyesi olarak tanımlanan **a)** kırmızı renkli konglomeratik breş, **b)** Köşeli ve blok boyutunda volkanik kökenli tanelerden oluşan üyenin yakın plan görüntüsü, **c)** YÖ₁ üyesine ait istifin üst seviyelerinde tane boyu küçülmeye ve kırmızı-mor renkli laminalı çamurtaşlarına dönüşür **d)** YÖ₁ üyesinin dereceli (uyumlu) olarak kumtaşı-silttaşı ardalanmalı YÖ₂ üyesi tarafından üzerlenir. (Tabaka ölçümleri doğrultu/eğim formatında verilmiştir.)

Figure 9. **a)** Red conglomerate breccia YÖ₁ member, located at base of Yeşilöz Formation, **b)** close-up view of YÖ₁ member consisting of angular and block-size volcanic grains, **c)** at upper level of sequence, grain size of YÖ₁ becomes smaller and turns into reddish-purple laminated mudstones, **d)** YÖ₁ member is gradually (conformably) overlaid by the member YÖ₂ which mainly consists of sandstone-siltstone alternation. (Bedding orientation is given in strike/dip format.)

Havzanın batısında, Yeşilöz Formasyonu'na ait YÖ₁ üyesi, temel kayaç (Hırkadağ Masifi) üzerine aşmalı olarak gelmektedir (Şekil 10). Üst sınır ise dereceli olarak YÖ₂ üyesine (Şekil 9d) dönüşmektedir.

Advokaat vd. (2014) tarafından, Göynük Köyü'nün hemen kuzeyinde kırmızı

konglomeraların mor-sarı renkli lavlar ve tüflü birimler ile ardalanmalı olduğu bildirilmiştir ve bu volkanik birimler bölgesel olarak etkin olan Geç Kretase yaşlı Karahıdır Volkanikleri (Aydın, 1985; Gökten ve Floyd, 1987; Göncüoğlu vd., 1993) ile ilişkilendirilmiştir.



Şekil 10. YÖ₂ üyesine ait arazi görüntüsü ve A-B hattı boyunca alınan en-kesit. Üye hem arazi gözlemlerinde hem de uydu görüntülerinde sarı renkli bozunma yüzeyine sahip olması nedeni ile kolaylıkla ayırt edilir. (Tabaka ölçümleri doğrultu/eğim formatında verilmiştir.)

Figure 10. Field view of the YÖ₂ member and cross-section along A-B line. The member is easily distinguished during field observation and in satellite images due to its yellow weathering. (Bedding orientation is given in strike/dip format.)

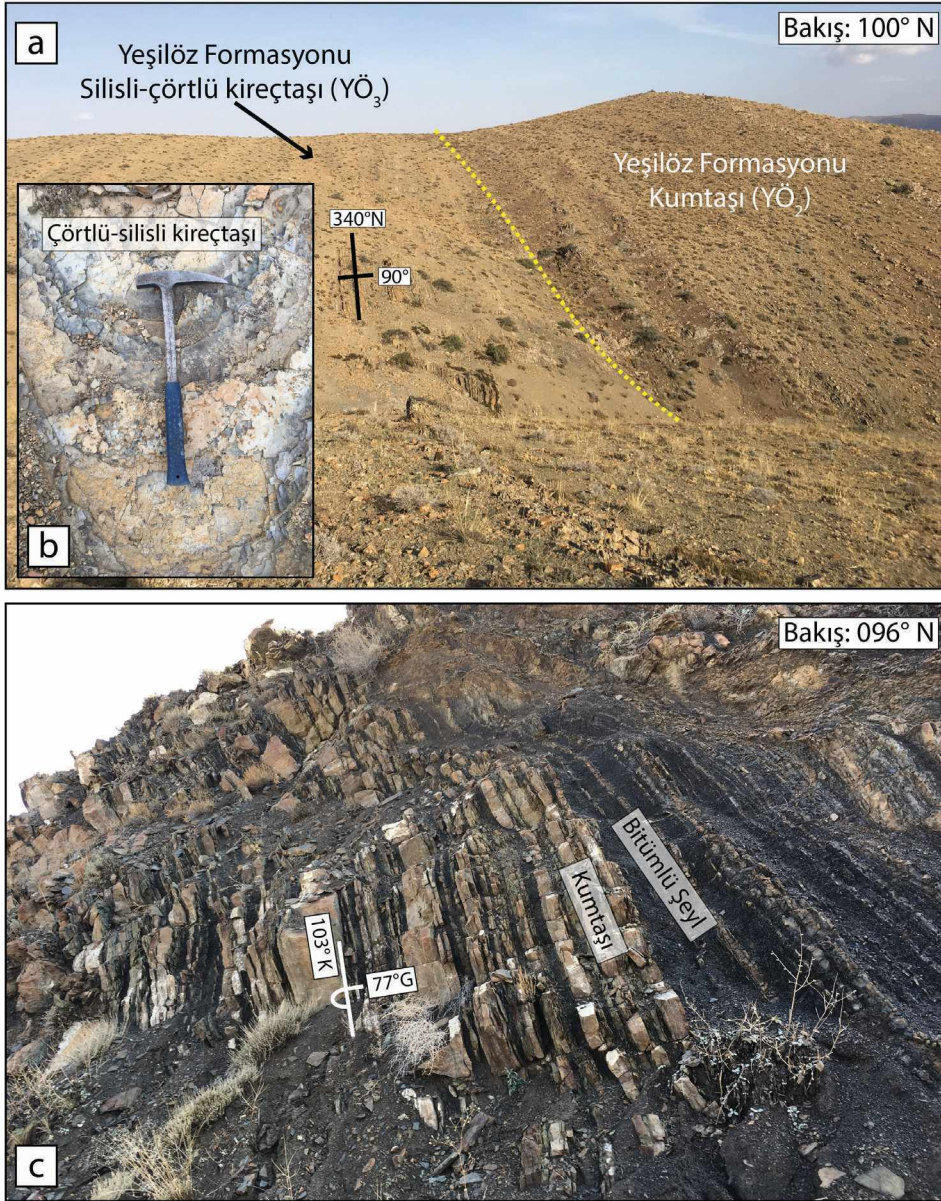
YÖ₁ üyesinin alt seviyelerinde görülen köşeli ve blok boyutunda tanelerden oluşan matris destekli (döküntü ya da kütle hareketine bağlı oluşan) konglomeratik birim kaynak kayaya olan yakınlığı tanımlamaktadır. Yapılan gözlemlerden elde edilen sonuçlar havza kenarında, gravitasyonel kütle hareketine bağlı olarak alüvyal fan ortamını işaret ederken, havza içlerine doğru ise ortamın fluvial karakterde olduğunu göstermektedir.

Yeşilöz Formasyonu'nun taban konglomerasının (YÖ₁) üzerine dereceli olarak YÖ₂ üyesi gelmektedir. Arazi gözlemlerinde ise sarı renkli bozunma yüzeyine sahip olması (Şekil 9d) nedeni ile kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 10). Bu birim Atabey (1989) tarafından

Esefin Üyesi olarak adlandırılmıştır. YÖ₂ üyesi tip kesitini Yeşilöz mahallesinin hemen kuzeyinde vermektedir. Yaklaşık 30 m toplam kalınlığa sahip (Atabey, 1989) olan birim, karbonatça zengin ince taneli kumtaşları ile tanımlanmaktadır. Alt-üst sınırları düzgün, orta-kalın tabakalı (Şekil 9d) özelliğe sahip olan birim ara ara silttaşı ve kiltası seviyeleri ile ardalanmalı olarak gelişmektedir. Yeşilöz Formasyonuna ait YÖ₂ üyesi tabanda YÖ₁ üyesi, istifin üst kesimlerinde ise YÖ₃ üyesi ile geçişlidir (Şekil 11a). YÖ₂ üyesinde yaşlandırma yapılmasına imkân sağlayacak fosil topluluklarına rastlanmamıştır. YÖ₂ üyesinin alt seviyelerde görülen bazal kumtaşı, istifte üst seviyelere doğru çıkıldıkça karbonatlı-kumtaşına dönüşür. Bu durumda, tabanda fluvial karakterde

olan ortam, üst seviyelerde göl ortamına geçmiştir. Gözlemlerden elde edilen sonuçlar $YÖ_2$ üyesinin kıyı ovası ve sığ göl kenar düzlüğü fasiyes

ortamında çökelmiş olduğuna işaret eder (Atabey, 1989).



Şekil 11. a) $YÖ_3$ üyesine ait arazi görüntüsü. Fotoğraf aynı zamanda $YÖ_2$ üyesi ile (uyumlu) dokanak ilişkisini de göstermektedir. **b)** Birim dokanağın yakınında ince-orta tabakalı çörtlü-silisli kireçtaşları ile karakterize edilirken, **c)** üst seviyelerde kireçtaşı seviyelerinin frekansı azalmaya başlar ve kumtaşı, silttaşı ve bitümlü şeyl seviyeleri ile temsil edilir. (Tabaka ölçümleri doğrultu/eğim formatında verilmiştir.)

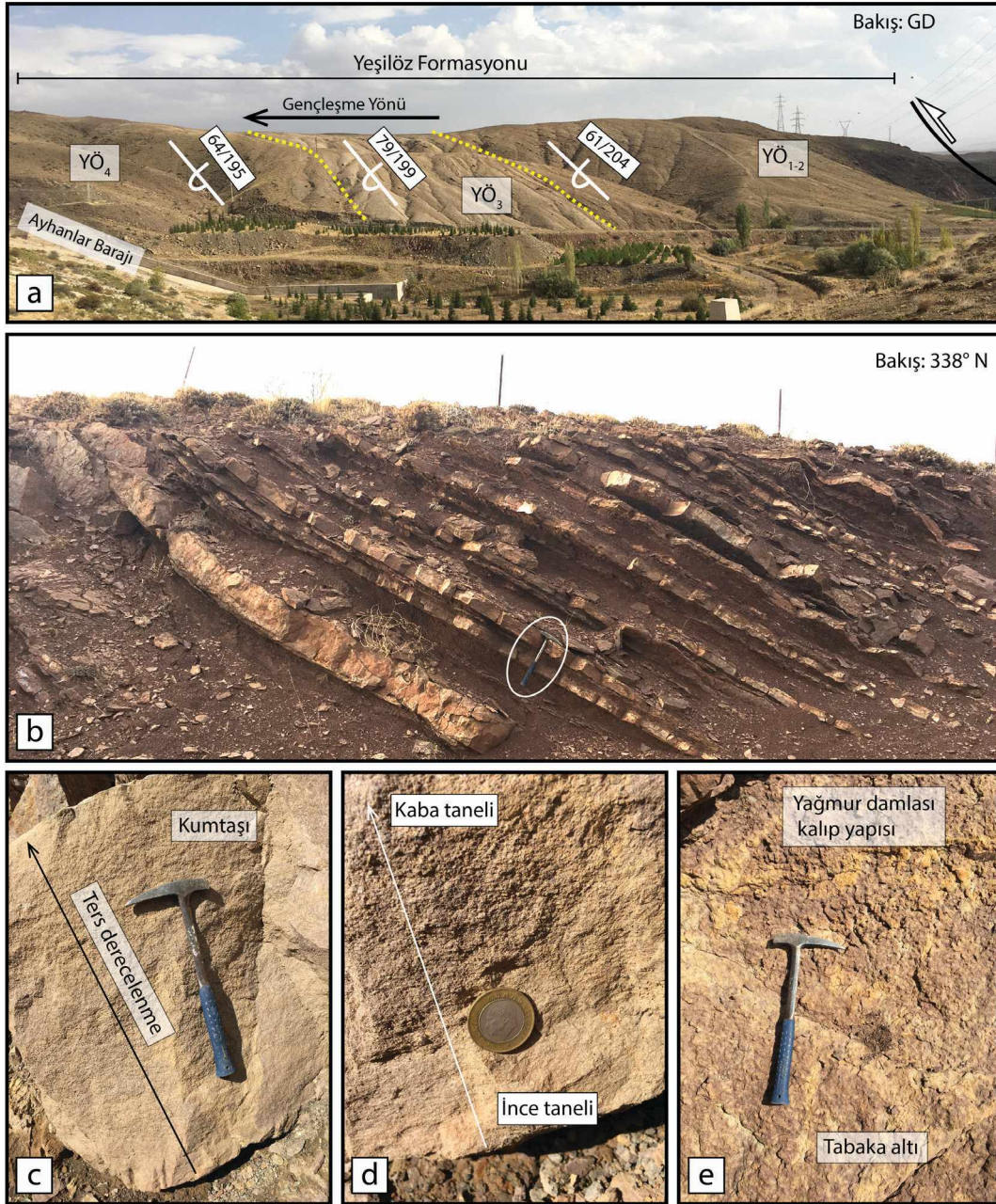
Figure 11. a) Field view of $YÖ_3$ member. The photograph also showing the (conformable) contact relationship with $YÖ_2$ member. **b)** While the unit is characterized by thin to medium bedded cherty-siliceous limestones near the contact, in the upper part of the unit the frequency of limestone occurrence begins to decrease and these levels are represented by sandstone, siltstone, and bituminous shale levels. (Bedding orientation is given in strike/dip format.)

YÖ₃ üyesi, Yeşilöz Formasyonu'na ait arazi çalışmaları esnasında tanımlanmış üçüncü üyedir ve YÖ₂ üyesinin üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 11a). Bu birim Atabey (1989) tarafından Kubaca Üyesi olarak adlandırılırken, Advokaat vd. (2014) tarafından alttaki sarı renkli kumtaşları ile birlikte değerlendirilerek Y3 üyesi olarak isimlendirilmiştir. YÖ₃ üyesi tip kesitini yine Yeşilöz Mahallesi'nin kuzeyinde vermektedir, ancak birim doğuya doğru ilerledikçe yanal olarak incelmekte ve sonra Ayhan Mahallesi'nin güney-doğusunda devamlılığını yitirmektedir (Şekil 8b). Bu durum üyenin lens formunda geliştiğini ve doğuya doğru yanal olarak kamalanarak kaybolduğunu düşündürür. YÖ₃ üyesine ait istife genel olarak bakıldığında istif ince-orta tabakalı çörtlü-silislili kireçtaşları ile karakterize edilir (Şekil 11b). Üst seviyelere gelindikçe kireçtaşı seviyelerinin frekansı azalmaya başlar ve kumtaşı, silttaşı ve bitümlü şeyl seviyelerine geçer (Şekil 11c). Tabanda Yeşilöz Formasyonuna ait YÖ₂ üyesi, üstte ise YÖ₄ üyesi tarafından sınırlandırılmaktadır. Alt ve üst temas ilişkisi uyumlu ve düşey geçişli özelliktedir. Üyeyi tanımlayan kayaçlar içerisinde yaşlandırma yapılacak nitelikte fosil topluluğuna rastlanmamıştır. Bu neden ile Üst Kretase öncesi, Lütésiyan sonrası olarak yaşlandırılmaktadır (Atabey, 1989; Advokaat vd., 2014).

Yeşilöz Formasyonu'nu meydana getiren diğer bir üye ise, YÖ₃ üyesini uyumlu olarak üzerleyen YÖ₄ üyesidir (Şekil 12a). Atabey (1989) tarafından İlice Üyesi olarak adlandırılırken, Advokaat vd. (2014) tarafından Y4 kodlamasıyla ~625 m kalınlığa sahip kırmızı renkli kumtaşları istifi olarak tanımlanmıştır. YÖ₄ üyesi tip kesitini yine Yeşilöz Mahallesi'nin kuzeyinde Gümüşyazı Mahallesi'nin girişine yakın bir güzergâhta izlemek mümkündür (Şekil 12b). Bununla birlikte, Ayhanlar Barajı doğu yakasında bu birimin kendisi ve üzerlediği tüm birimler güneydeki bindirme nedeniyle devrik olarak görülmekte (Şekil 12a, b, c ve d) olup Ayhanlar Mahallesi'nin güney-doğusunda kamalanarak yanal devamlılığını yitirmektedir. Üyeye ait istife genel olarak bakıldığında, istif kalın-orta tabakalı

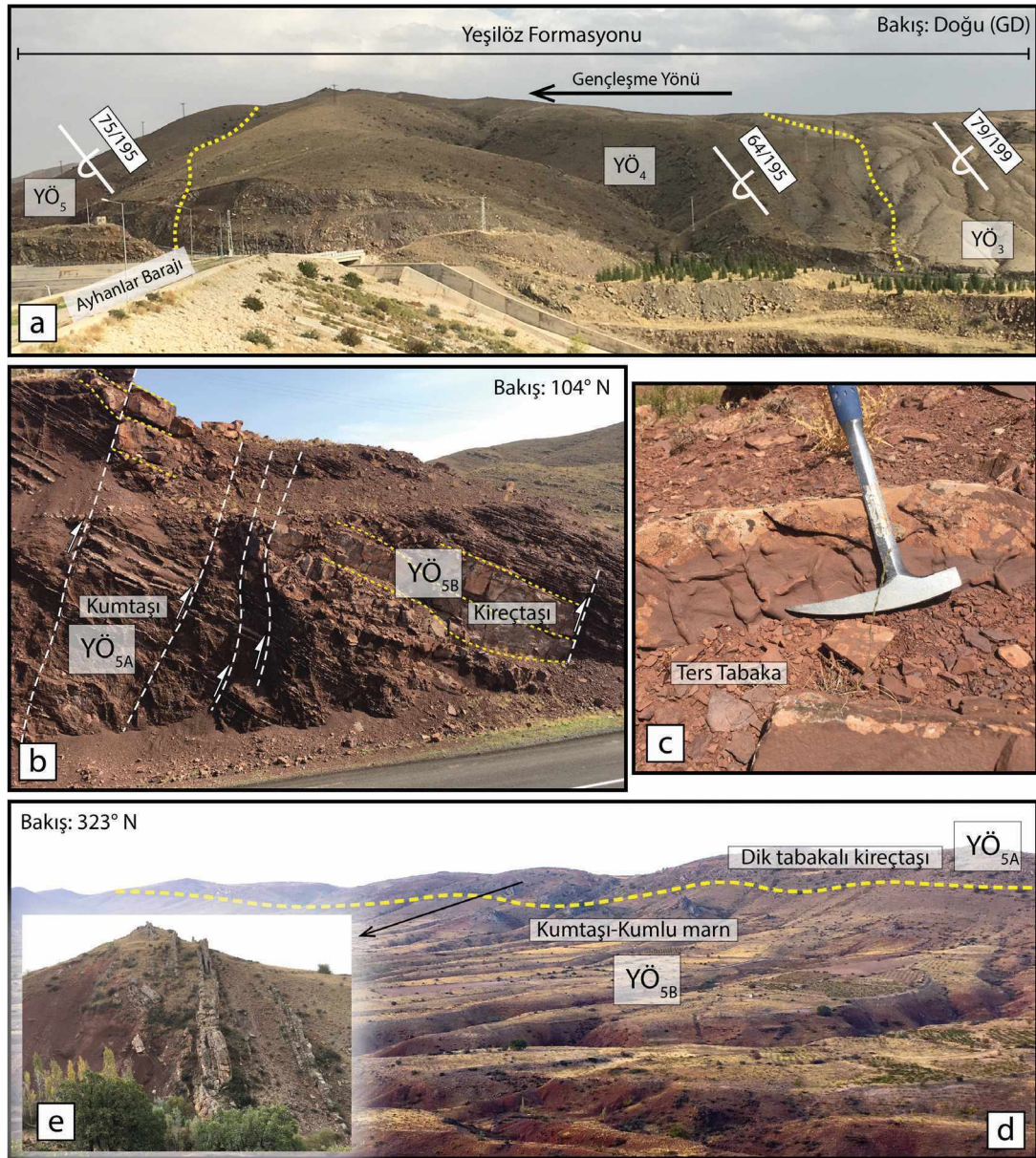
kaba kumtaşları ile başlar (Şekil 12c, d, e) ve üst seviyelere doğru incelenerek ince kumtaşı-silttaşı ve çamurtaşı aralanmasına dönüşür (Şekil 12b). YÖ₄ üyesi altta YÖ₃ üyesinin üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Üst dokanak ise YÖ_{5a} üyesi ile uyumludur ve düşeyde tedrici geçişlidir (Şekil 13a). Üyenin yaşlandırılmasında yardımcı olabilecek fosil topluluklarına rastlanmamıştır. Bu nedenle birimin yaşı Lütésiyan öncesi olarak kabul edilmiştir (Advokaat vd., 2014). Üst seviyelerde görülen koyu kırmızı renkli çamurtaşı ve silttaşı seviyeleri ise menderesli akarsu ortamına işaret etmektedir (Atabey, 1989).

YÖ₅ üyesi, çalışma alanında en fazla yüzey alanına sahip olan üyedir (Şekil 8b). Özellikle çalışma alanının doğusunda, Özkonak Mahallesi'nin hemen batı-güneybatısında geniş bir bölgede kendini göstermektedir. Bununla birlikte, Ayhanlar Barajı doğu yakasında YÖ₅ üyesi ve kendisinden yaşlı olan tüm birimler, güneydeki bindirme nedeniyle devrik olarak dar bir alanda kendini göstermektedir (Şekil 13a). Atabey (1989) tarafından Lalelik Üyesi olarak adlandırılmıştır ve ortalama kalınlığı ~300m olarak tanımlanmıştır. Orta-kalın tabakalı çörtlü kireçtaşları (YÖ_{5b}) (Şekil 13b ve e) ile yine orta-kalın tabakalı kumtaşı-kumlu marn ve laminalı şeyllerin (YÖ_{5a}) (Şekil 13b, c, d ve e) aralanması ile karakterize edilmiştir. Havzanın doğusunda, YÖ_{5b} olarak tanımlanan çörtlü kireçtaşları 90°'lik dik tabaklar halinde metrelerce uzanmaktadır (Şekil 13d ve e). Advokaat vd. (2014) tarafından kırmızı renkli kumtaşları ve çörtlü kireçtaşları iki ayrı üye olarak tanımlanmıştır (sırasıyla Y5 ve Y6) ancak, bu çalışmada, bu birimlerin aralanmalı (Şekil 13e) olarak gelişmiş olması nedeni ile YÖ₅ üyesi altında YÖ_{5a} ve YÖ_{5b} olarak ayırt edilmesi uygun görülmüştür (Şekil 8b). Üst dokanak ise YÖ₆ üyesi ile uyumludur ve düşeyde tedrici geçişlidir (Şekil 14a). Üyenin yaşlandırılmasında yardımcı olabilecek fosil topluluklarına rastlanmamış olması nedeni ile birimin yaşı Lütésiyan öncesi olarak kabul edilmiştir (Atabey, 1989; Advokaat vd., 2014).



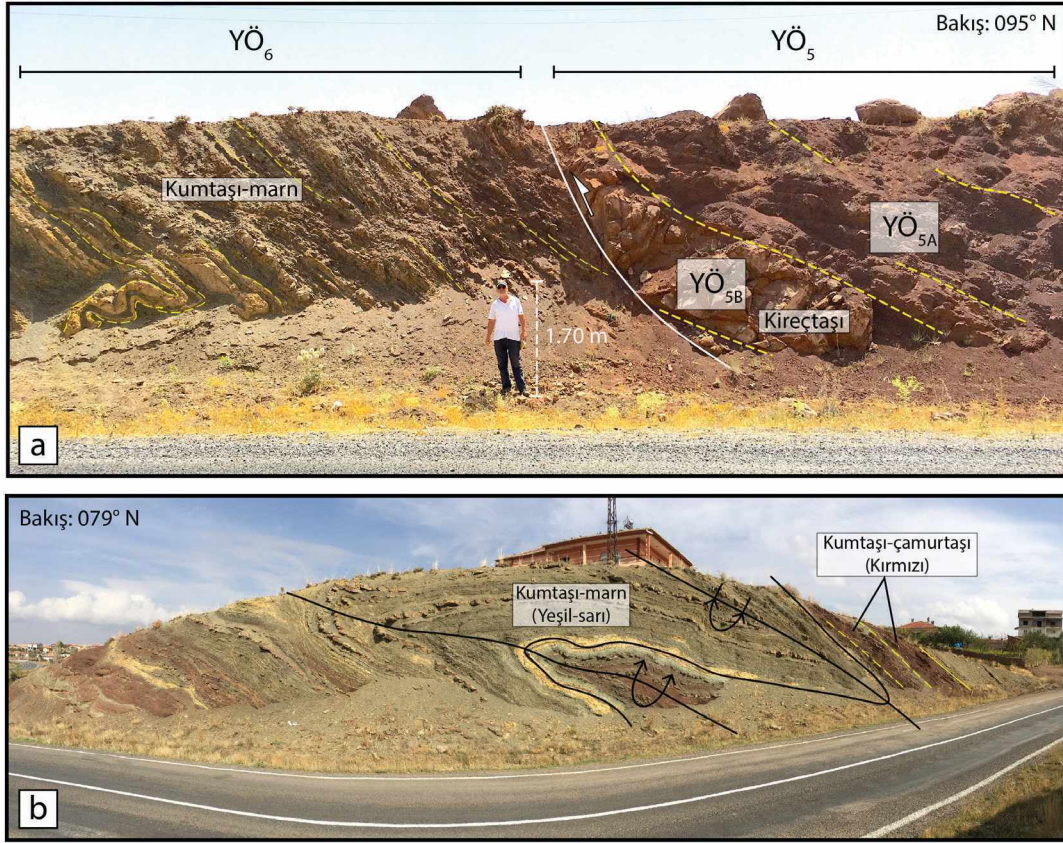
Şekil 12. a) YÖ₄ üyesine ait arazi görüntüsü. Fotoğraf aynı zamanda YÖ₃ üyesi ile (uyumlu) dokanak ilişkisini de göstermektedir. Ayhanlar Barajı'nın doğu yakasında YÖ₄ ve üzerlediği tüm birimler havzanın güneydeki bindirme nedeniyle ters (overturned) dönmüş olarak görülür. **b)** İstif üst seviyelerde ince kumtaşı-silttaşı ve çamurtaşı ardalanması ile karakterize edilirken, (c, d ve e) alt seviyelerde kaba kumtaşları ile temsil edilir. (Tabaka ölçümleri eğim/eğim yönü formatında verilmiştir.)

Figure 12. a) Field view of YÖ₄ member. Photograph also shows the (conformable) contact relationship with YÖ₃ member. On the eastern side of Ayhanlar Dam, YÖ₄ and all the units below it were overturned due to the thrust fault in the south of the basin. **b)** While the sequence is characterized by alternating fine-grained sandstone and mudstone in the upper levels, (c, d, e) it is represented by coarse sandstone in the lower levels. (Bedding orientation is given in dip amount/dip direction format.)



Şekil 13. a) $YÖ_5$ üyesine ait arazi görüntüsü. Fotoğraf aynı zamanda $YÖ_4$ üyesi ile (uyumlu) dokanak ilişkisini de göstermektedir. Ayhanlar Barajı'nın doğu yakasında $YÖ_5$ ve üzerindeki tüm birimler havzanın güneydeki bindirme nedeniyle ters (overturned) dönmüştür. **b)** Birimin, orta-kalın tabakalı çörtlü kireçtaşları ($YÖ_{5B}$) ile yine orta-kalın tabakalı kumtaşı-kumlu marn ve laminalı şeyl ($YÖ_{5A}$) aralanmasını gösteren yakın plan görüntüsü. **c)** Birimin ters döndüğünü gösteren tabaka altı yapısı. **d** ve **e)** Çörtlü kireçtaşlarının ($YÖ_{5B}$) 90° 'lik dik konumlarını gösterir. (Tabaka ölçümleri eğim/eğim yönü formatında verilmiştir.)

Figure 13. a) Field view of $YÖ_5$ member. Photograph also shows (conformable) contact relationship with $YÖ_4$ member. On eastern side of Ayhanlar Dam, $YÖ_5$ and all units below were overturned due to thrust fault in the south of the basin. **b)** Close-up view of $YÖ_5$ member consisting of alternating medium to thick-bedded cherty limestone ($YÖ_{5B}$) with medium to thick-bedded sandstone-sandy marl and laminated shale ($YÖ_{5A}$). **c)** Bottom structure of sandstone bedding showing that unit is overturned. **d** and **e)** Photograph showing 90° vertical position of cherty limestone ($YÖ_{5B}$). (Bedding orientation is given in dip amount/dip direction format.)

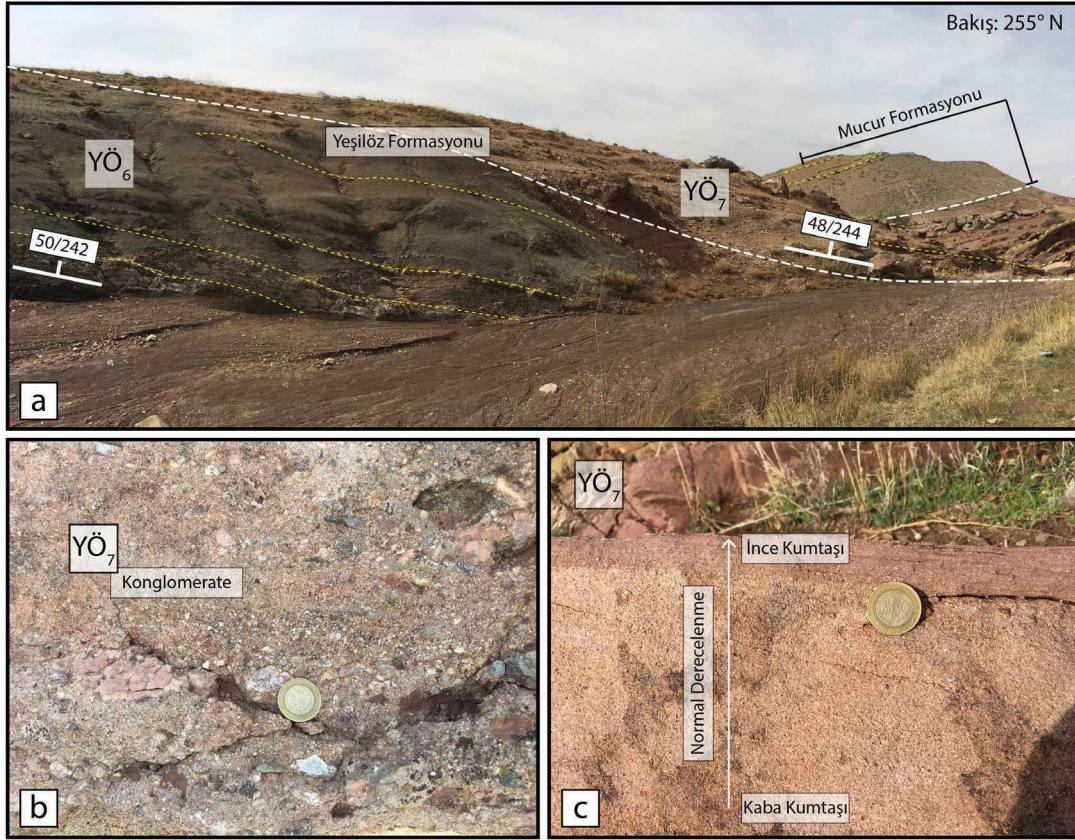


Şekil 14. a) Yeşilöz Formasyonu'nun YÖ₆ üyesine ait Ayhanlar Mahallesi ana yolu üzerindeki arazi görüntüsü. Fotoğraf aynı zamanda YÖ₅ üyesi ile dokanak ilişkisinin de uyumlu olduğunu göstermektedir. **b)** Üye kalın-orta tabakalı kırmızı kumtaşı-çamurtaşı birimleri ile yeşil-sarı renkli kumtaşı-marn birimlerinin ardalanmasından oluşmaktadır.

Figure 14. Field view of the YÖ₆ member of Yeşilöz Formation along main road of Ayhanlar village. Photograph also shows that contact relationship with YÖ₅ member is conformable. **b)** The member consists of alternating thick-medium bedded red sandstone-mudstone units and green-yellow sandstone-marl units.

Yeşilöz Formasyonu'nun içerisinde değerlendirilen diğer bir üye ise YÖ₅ üyesini uyumlu olarak üzerleyen YÖ₆ üyesidir (Şekil 14a). Atabey (1989) tarafından bu birim Lalelik Üyesi içerisine dahil edilmiştir. Advokaat vd. (2014) tarafından ise Y5 kodlamasıyla verilen üye içerisinde değerlendirilmiştir. Üyenin en iyi gözlemlendiği alan Ayhanlar Mahallesi ana yolu üzerindedir (Şekil 14). Üyeye ait istifte genel olarak bakıldığında, istif kalın-orta tabakalı kırmızı kumtaşı-çamurtaşı birimleri ile yeşil-sarı renkli kumtaşı-marn birimleri ile ardalanmalı

olarak kendini göstermektedir (Şekil 14b). YÖ₆ üyesi tabanda YÖ_{5a} üyesi ile (Şekil 14a) tavanda ise YÖ₇ üyesi (Şekil 15a) ile uyumlu olarak sınırlandırılmıştır. Birim içerisinde yaş verisi sağlayabilecek fosil topluluklarına rastlanmamıştır. Bu nedenle birimin yaşı Lutesiyen öncesi olarak kabul edilmiştir (Advokaat vd., 2014). Yeşil-sarı renkli çamurtaşı ve silttaşı seviyeleri göl ortamına işaret etmektedir ancak, kırmızı kumtaşlarının varlığı ara ara kurak dönemlerde etkin flüvial bir ortamı tanımlamaktadır.

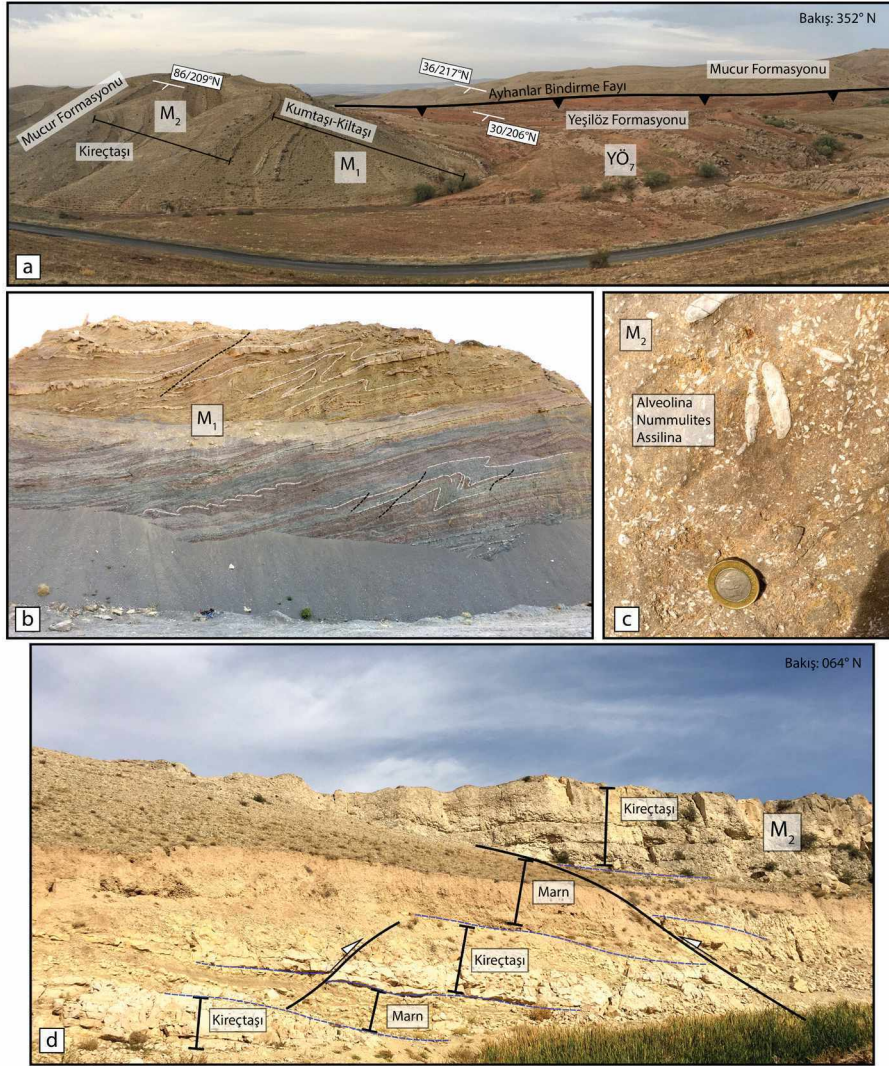


Şekil 15. a) Ayhanlar Mahallesi'nin kuzeyinde, Yeşilöz Formasyonu'na ait YÖ₇ üyesinin YÖ₆ üyesi ile dokanak ilişkisini gösteren arazi görüntüsü (tabaka yönelimi eğim/eğim yönü formatında verilmiştir.), **b)** YÖ₇ üyesini oluşturan istifin alt seviyelerinde görülen kırmızı konglomeratik birimin yakın plan görüntüsü ve **c)** istifin üst kesimlerinde görülen ve normal derecelenme gösteren kumtaşı birimi. (Tabaka ölçümleri eğim/eğim yönü formatında verilmiştir.)

Figure 15. a) Field view of the YÖ₇ member of Yeşilöz Formation north of Ayhanlar village. **b)** Close-up view of conglomeratic unit of the YÖ₇ member at lower level and **c)** sandstone units with normal grading at upper level of sequence. (Bedding orientation is given in dip amount/dip direction format.)

Yeşilöz Formasyonu'na ait olan en genç üye ise YÖ₇ olarak adlandırılmıştır. Atabey (1989) tarafından İlice Üyesi içinde değerlendirilmiş ve haritalanmıştır. Advokat vd. (2014) tarafından Y7 kodlaması ile verilmiş ve ~250 m kalınlığa sahip kırmızı renkli kumtaşı-çamurtaşı istifi olarak tanımlanmıştır. YÖ₇ üyesi tip kesitinin en iyi gözlemlendiği yerler Ayhanlar Mahallesi'nin kuzeyinde ve doğusunda bulunmaktadır (Şekil 15a). Genel olarak istif kalın-orta tabakalı kaba çakıltaşları ile başlar (Şekil 15b) ve üst

seviyelere doğru incelerken ince kumtaşı-silttaşı ve çamurtaşı ardalanmasına dönüşür (Şekil 15c). YÖ₇ üyesi altta YÖ₆ üyesinin üzerine uyumlu olarak gelirken, üst dokanak ise Mucur Formasyonu ile belirlenmektedir (Şekil 16a). Üyenin yaşlandırılmasında yardımcı olabilecek fosil toplulukları bulunamamış ancak üyenin üzerine gelen Mucur Formasyonun yaşı fosil içeriğine bağlı olarak Atabey vd. (1989) tarafından Lütisyen olarak belirlenmiştir. Bu nedenle birimin yaşı Lütisyen öncesi olarak kabul edilmiştir.



Şekil 16. a) Ayhanlar Mahallesi'nin kuzeyinde Mucur ve Yeşilöz Formasyonları (YÖ₇) arasındaki dokanak ilişkisini gösteren arazi görüntüsü, **b)** Mucur formasyonuna ait M₁ üyesine ait arazi görüntüsü ile **c)** M₂ üyesini oluşturan kireçtaşı biriminin içerisinde bulunan fosil içeriğini gösteren yakın plan görüntüsüdür. **d)** Mucur Formasyonu'nun krem/bej renkli kireçtaşı-marl ardalanmalı M₂ üyesinin arazi görüntüsü. (Tabaka ölçümleri eğim/eğim yönü formatında verilmiştir.)

Figure 16. a) Field view showing contact relationship between Mucur and Yeşilöz formations (YÖ₇) north of Ayhanlar village. **b)** Field view of the M₁ member of Mucur Formation. **c)** Close-up view of fossil content in limestone belonging to the M₂ member: **d)** Field view of the M₁ member consisting of cream/beige limestone-marl alternation. (Bedding orientation is given in dip amount/dip direction format.)

Mucur Formasyonu

Mucur Formasyonu, Atabey vd. (1988) tarafından Altıpınar Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Formasyon asıl tip kesitini Ayhanlar Mahallesi'nin

kuzeyi ve doğusunda vermektedir (Şekil 8b). Advokaat vd. (2014) tarafından Mucur Formasyonu altında 2 farklı üye (M₁ ve M₂) tanımlaması yapılmıştır. Ancak üyeler ayrı ayrı

haritalanmamış, tek bir birim olarak göstermiştir. Bu çalışmada da, formasyon yine 2 farklı üyeye bölünmüş (Şekil 16a) ve Advokaat vd. (2014)'te yapılan sınıflandırma ve adlandırmalar benimsenmiştir. Ancak üyeler litolojik olarak ayrı ayrı haritalanmıştır (Şekil 8b).

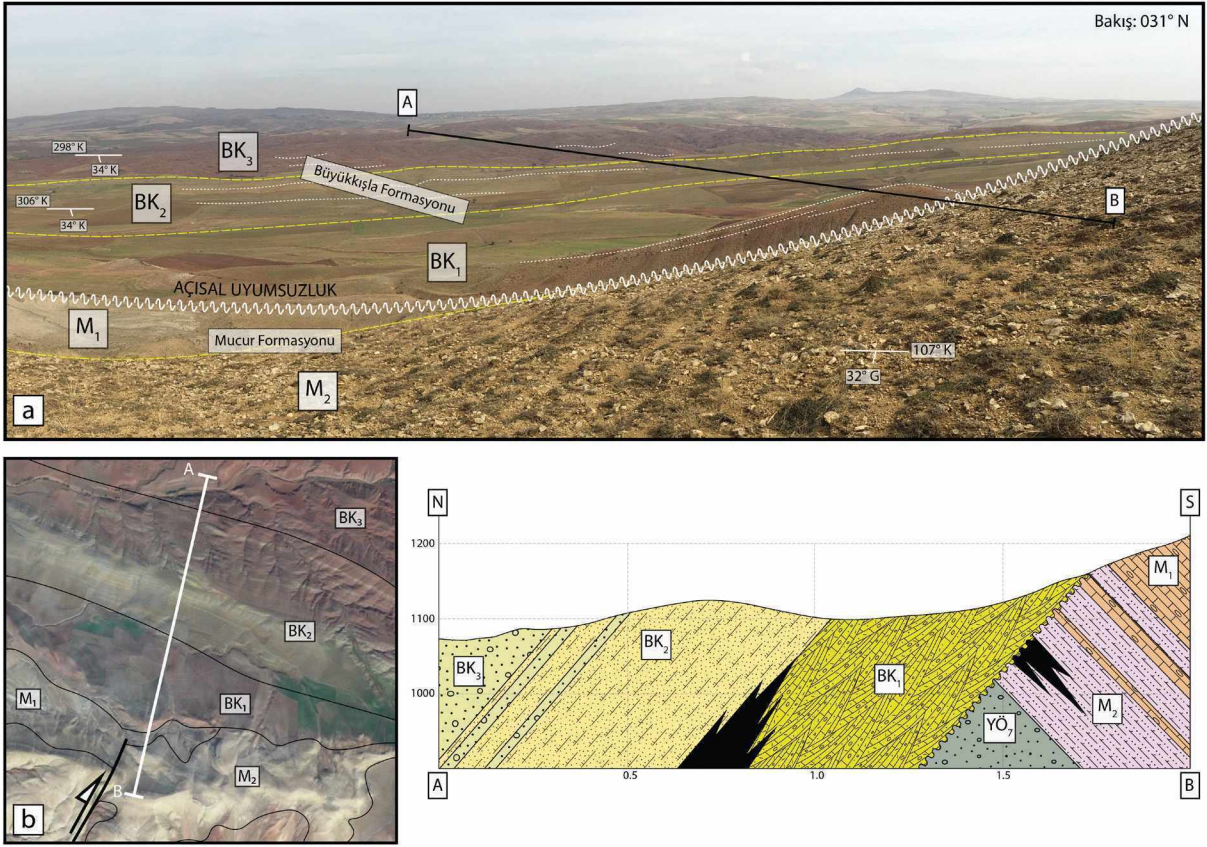
Mucur Formasyonu tabanda Yeşilöz Formasyonu'nun en genç üyesi olan YÖ₇ ile uyumludur (Şekil 16a). Formasyonun M1 üyesi tabanda gri-sarı renkli, bazı seviyelerde kırmızı renkli ara katkılı kalın-orta tabakalı kumtaşı-silttaşı ardalanması ile başlamaktadır (Şekil 16a ve b). Üst kesimlere doğru, tane boyu incelererek çamurtaşı-marnlı seviyelere geçiş yapar. Advokaat vd. (2014) tarafından M₁ kodlamasıyla ~200 m kalınlığa sahip tane-destekli birim olarak tanımlanmıştır. Üye altta YÖ₇ üyesini uyumlu olarak üzerlerken, M₂ üyesi tarafından uyumlu olarak örtülür ve düşeyde tedrici geçişlidir. Üyenin yaşlandırılmasında yardımcı olabilecek fosil topluluklarının tanımlanması Atabey (1989) tarafından yapılmış ve birimin marnlı seviyelerinden derlenen örneklerde *Alveolina spp.*, *Orbitolites spp.*, *Lochartia sp.*, *Nummulites sp.*, *Miliolidae*, *Assilina exponens* (SOWERBY), *Assilina asperia* DONCIEUX, *Nummulites cf. Pinfoldi* DAVIES, *Globigerina sp.*, *Rotalia trochidiformis* LAMARCK fosillerinin varlığı raporlanmıştır. Bu fosil içeriğine bağlı olarak üyenin yaşı Lütésiye olarak belirlenmiştir.

M₂ üyesi Mucur Formasyonuna ait kireçtaşı birimine karşılık gelir (Şekil 16a). Ayhanlar Mahallesi civarında 1-2 m kalınlığında tabakalanma gösteren krem renkli, fosilli kireçtaşı-marn ardalanması (Şekil 16c ve d) ile dikkati çekmektedir. Atabey vd. (1989) tarafından Boztepe Üyesi olarak adlandırılmıştır.

Bu üyenin en iyi yüzlek verdiği alan Ayhanlar Mahallesi'nin batısında, mahalle çıkışında yol üzerinde gözlenmektedir. Üyenin tavan dokanağını, Büyükkışla Formasyonu ile yaptığı açısız uyumsuzluk belirlenmiştir (Şekil 17). Üyenin yaşlandırılmasında yardımcı olabilecek fosil toplulukları Atabey (1989) tarafından, M₁ üyesinde görülen micro fosil türlerine ek olarak, *Linderina brugesi* SLUMBERGER, *Asterigerina sp.*, *Fabiana cassis* (Oppenheimer), *Eorupertia manga* (Le Calvez), *Operculina sp.* türlerinin varlığı rapor edilmiştir. Aynı çalışmada, makro fosillerden *Lucina* (*Phacoides*), *Corbaricus LEYMERIE*, *Chama cf. Lamellose* LAMARK, *Lucina* (*pseudomiltha*) *gigantea* DESHAYES'in varlığı da belirtilmiştir. Bu fosil içeriklerine bağlı olarak üyenin yaşı Lütésiye olarak belirlenmiştir. Benzer şekilde, Göncüoğlu vd. (1993) tarafından bu kireçtaşı birimine 48,6-40,4 My (Lütésiye) yaşı verilmiştir.

Büyükkışla Formasyonu

Büyükkışla Formasyonu, Atabey (1989) tarafından Kızıllöz Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Formasyon asıl tip kesitini Ayhanlar Mahallesi'nin kuzeyinde vermektedir. Büyükkışla Formasyonu alüvyon, akarsu ve taşkın düzlüğü (bataklık) çökellerinden oluşmaktadır. Bununla birlikte, formasyon içinde 3 farklı üye tanımlanması yapılmış (Şekil 18a) ve litolojik olarak haritalanmıştır (Şekil 8). Bu çalışmada, Büyükkışla Formasyonu'na ait üyelerin adlandırılmasında kodlamalar (BK₁₋₃) kullanılmıştır. Benzer şekilde, Advokaat vd. (2014) tarafından, Büyükkışla formasyonuna ait 3 farklı üye (B1-3) tanımlanması yapılmıştır.

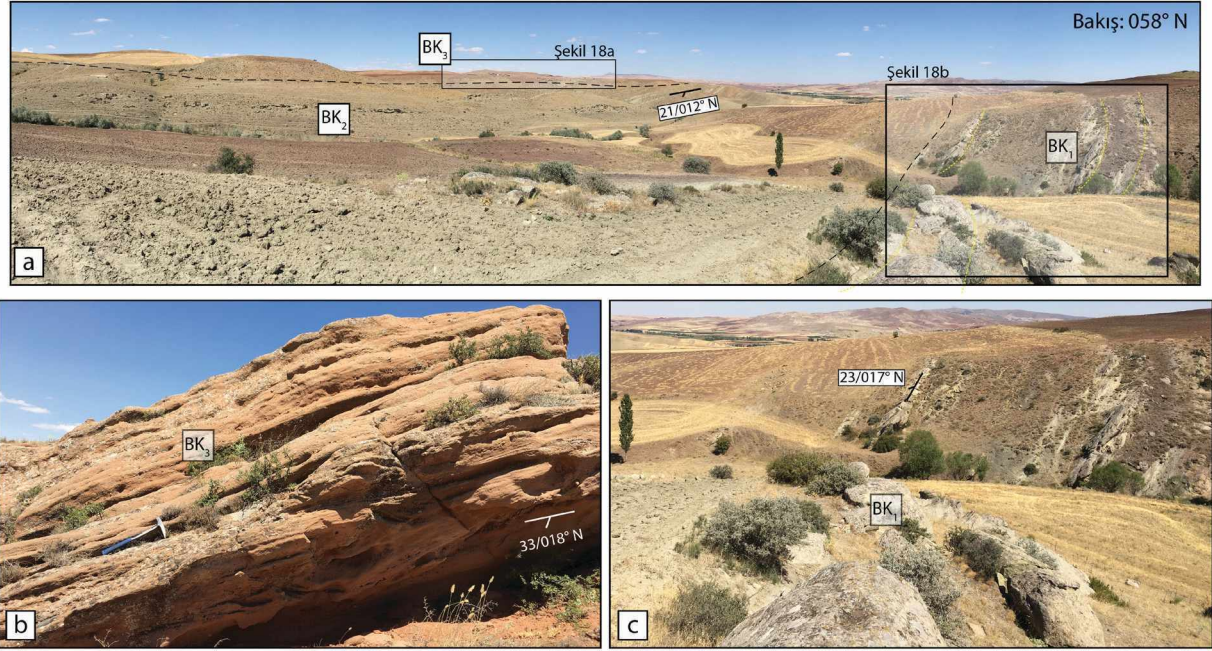


Şekil 17. a) Mucur ve Büyükkışla formasyonları arasındaki dokanak ilişkisini gösteren yorumlanmış arazi görüntüsü ve **b)** Google Earth'ten sağlanan yorumlanmış uydu görüntüsüdür. Büyükkışla ve Mucur Formasyonu arasındaki açısız uyumsuzluk Şekil 17a ve b'de gösterilen A-B hattı boyunca oluşturulan kesitte gösterilmiştir. (Tabaka ölçümleri doğrultu/eğim formatında verilmiştir.)

Figure 17. a) Field view showing contact relationship between Mucur and Büyükkışla formations and **b)** interpreted satellite image obtained from Google Earth. Angular unconformity between Büyükkışla and Mucur formations is represented in cross-section along A-B line indicated on Figure 17a and b. (Bedding orientation is given in strike/dip format.)

Büyükkışla Formasyonu tabanda konglomera ve kumtaşı ardalması ile karakter edilen BK₁ üyesi ile başlamaktadır (Şekil 18c). Teknesel çapraz tabakalı, kanal dolgusu çökelleri iri-orta taneli, kötü boylanmalı, iyi-orta derecede yuvarlak çakıltaşları hakimdir (Şekil 18c). Konglomera kalın tabakalıdır ancak istifin genel olarak bakıldığında istifin üst kısımlarına doğru tane boyu küçülmeye ve pembe renkli lamine çamurtaşlarına ve linyit seviyelerine dönüşmeye başlar. Üyenin toplam kalınlığı Advokaat vd.

(2014) tarafından ~450 m olarak belirlenmiştir. BK₁ üyesi batıda Hırkadağ Metamorfiklerini, güneyde ise Yeşilöz Formasyonunu ve Mucur Formasyonu uyumsuzluk ile örtmektedir (Şekil 8b ve 17). BK₁ üyesinin üst sınırı ise BK₂ tarafından uyumlu olarak örtülmektedir (Şekil 18a). Birim içerisinde yaş verisi sağlayabilecek fosil topluluklarına rastlanmamıştır, ancak üyenin yaşı, alt sınırını oluşturan Mucur Formasyonun yaşına (Lütesiyen) ve arada bulunan açısız uyumsuzluğa istinaden Oligosen olarak kabul edilmiştir.



Şekil 18. a) Büyükkışla Formasyonu'na ait BK_1 , BK_2 ve BK_3 üyelerinin arazi görüntüsü, **b)** Kırmızı çapraz tabakalı ince/kaba taneli kumtaşı ile temsil edilen BK_3 üyesinin yakın plan görüntüsü, **c)** Konglomera ve kumtaşı ardalanmalı BK_1 üyesinin yakın plan görüntüsü.

Figure 18. a) Field view of Büyükkışla Formation consisting of BK_1 , BK_2 and BK_3 members. **b)** Close-up view of BK_3 member characterized by red cross-bedded fine to coarse grained sandstone. **c)** Close-up view of the BK_1 member with conglomerate and sandstone alternation.

Büyükkışla Formasyonu'na ait diğer bir üye ise BK_2 olarak kodlanmıştır. Atabey (1989) tarafından Arafa Üyesi olarak tanımlanmıştır. Advokaat vd. (2014) tarafından B2 olarak isimlendirilmiş ve ~300 m kalınlığa sahip sarı-yeşil renkli kumtaşı-çamurtaşı istifli olarak tanımlanmıştır. BK_2 üyesinin en iyi gözlemlendiği alan Ayhanlar Mahallesi'nin kuzeyinde bulunmaktadır. Genel olarak istif kalın-orta tabakalı sarımsı-yeşil renkli orta-ince taneli kuvarslı kumtaşı-kiltaşı-çamurtaşlarından (Şekil 18a) ve linyit seviyelerinden oluşmuştur. Birim üst seviyelere doğru gri-yeşil renkli paralel tabakalı kumtaşı-kiltaşı seviyelerine geçer. BK_2 üyesinin tavan dokanağı BK_3 üyesi tarafından uyumlu olarak örtülmektedir (Şekil 18a). Üye içerisindeki linyit seviyelerinden yaşlandırma yapılacak nitelikte fosil topluluğuna rastlanmamıştır.

Üyenin alt sınırını oluşturan BK_1 Üyesi'nin yaşına istinaden Oligosen yaşı benimsenmiştir.

Büyükkışla Formasyonu'nun en genç üyesi ise formasyonun üstten ~4 km'lik kısmını oluşturan BK_3 üyesidir (Advokaat vd., 2014). Teknesel çapraz tabakalı, kanal dolgusu çökelleri hakimdir. Genel olarak istif kalın-orta tabakalı kaba çakıltaşları, kumtaşları ve çamurtaşları ardalanmasından oluşmaktadır. İri-orta taneli (4-10 cm), orta boylanmalı, iyi-orta derecede yuvarlaklaşmış tane-destekli konglomera tabakaları 2 m'lik kalınlıklara ulaşabilmektedir (Şekil 18c). Taneler genellikle alt seviyelerde volkanik ve kumtaşı kökenli iken üst seviyelerde ise nümmülitli kireçtaşları ile karşılaşmak mümkündür. BK_3 üyesi altta BK_2 üyesinin üzerine uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 18a).

Üst dokanak ise Tuzköy Formasyonu tarafından uyumsuzluk ile örtülmektedir. Benzer şekilde, bu üye için de Oligosen yaşı benimsenmiştir. Kırmızı konglomera ve kumtaşlarının varlığı örgülü akarsu ve alüvyon yelpazesi ortamına işaret etmektedir.

Tuzköy Formasyonu

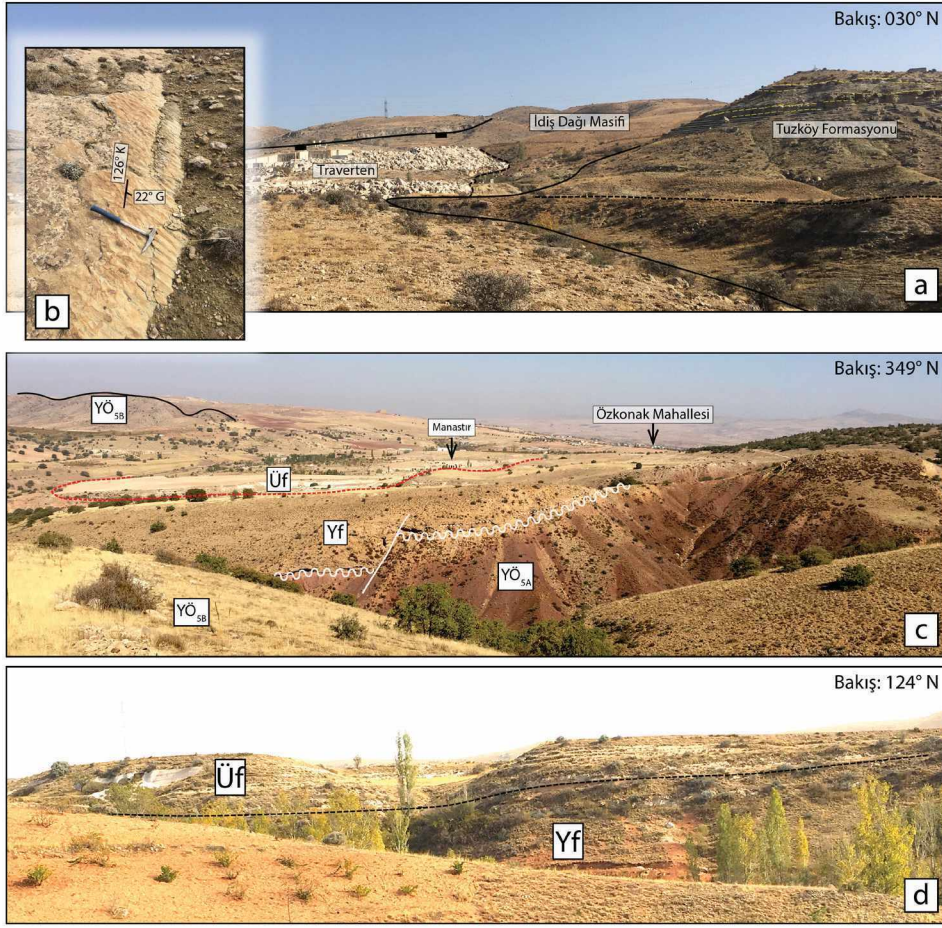
Tuzköy Formasyonu, ilk olarak Atabey vd. (1989) tarafından adlandırılmıştır. Havzanın daha çok batı kısmında gözlenen formasyon, Kızılırmak'ın hemen güneyinde Hırkadağ eteklerinde, çalışma alanının doğusunda İdiş Dağı eteklerinde ise yamalar şeklinde kendini göstermektedir (Şekil 19a). Sarı-renkli, ince tabakalı kumtaşı-kiltaşı ar dalanması ile karakterize edilir. Tabaka düzlemi üzerinde iyi gelişmiş asimetrik rıpıllar gözlenmektedir (Şekil 19b). Atabey (1989) birimin kalınlığını 100 m olarak belirlemiştir. Tuzköy Formasyonu, çalışma alanında bazı lokasyonlarda Karahadır Volkanikleri üzerine aşmalı olarak gelirken, bazı lokasyonlarda ise fay kontrollü olarak Hırkadağ ve İdiş Masifleri ile yan yana gözlenmektedir (Şekil 19a). Üst seviyelerde gözlenen tüfit ar dalanması (Atabey, 1989), tavan sınırını belirleyen Ürgüp Formasyonu ile geçişli olduğunu düşündürmektedir. Atabey (1989) hazırladığı raporda, birimin içerisinde *Cyprideis cf. Torosa* (JONES), *Cyprideis littoralis* (BRADY), *Cyprideis sp.*, *Ilyocypris sp.*, *Chara*, *Ilyocypris cf. Gibba* (RAMBOHR) fosillerine rastlandığı belirtilmiştir. Bu formlara istinaden, birime Üst Miyosen-Pliyosen yaşı verilmiştir. Bununla birlikte, Akgün vd. (1995) tarafından yapılan palinolojik çalışmada, birimin yaşı Orta Miyosen'in sonları olarak belirlenmiştir. Bu çalışmada, birimin üst sınırını tanımlayan Ürgüp Formasyonu ile düşeyde geçişli dokanak özelliği nedeni ile Üst-Orta Miyosen yaşı benimsenmiştir. Kumtaşları ve kilttaşları gibi ince taneli birimlerin varlığı, tabaka düzlemlerinde görülen asimetrik rıpıllar ile birlikte değerlendirildiğinde düşük enerjili göl ortamını temsil etmektedir.

Yüksekli Formasyonu

Yüksekli Formasyonu, ilk olarak Aydın vd. (1985) tarafından adlandırılmıştır. Havzanın daha çok doğu kısmında gözlenen formasyon (Şekil 8b), sarı-kırmızı renkli çakıltaşı-kumtaşı ve kilttaşı ar dalanması ile karakterize edilmektedir (Şekil 19c). Kaba taneli seviyeler erozyonel tabanlı olup, kanal dolgusu özelliği göstermektedir. Çakıllı seviyelerde dizilim ve yönelme görülmektedir. Taneler genellikle kuvarsit, çört, bazalt, gabro, granit ve kireçtaşı türündendir. Birim orta-kalın tabakalıdır ve ara ara kaba-taneli artık depolanma seviyeleri (lag deposits) görülmektedir. Yüksekli Formasyonu, altta Yeşilöz Formasyonunu uyumsuz olarak örterken (Şekil 19c), üstte ise Ürgüp Formasyonu ile düşeyde geçişli özellik göstermektedir (Şekil 19d). Yüksekli Formasyonu içerisinde, birime yaş tayini yapılmasını sağlayacak fosil topluluğuna rastlanmamıştır, ancak formasyonun üst sınırını tanımlayan Ürgüp Formasyonu ile geçişli dokanak özelliği nedeni ile Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşı benimsenmiştir.

Ürgüp Formasyonu

Ürgüp Formasyonu, ilk olarak Pasquare (1968) tarafından adlandırılmıştır. Ayhan Havzası'nda geniş bir yayılıma sahip (Şekil 8b) olan volkanotortul birimlerdir (Şekil 20a). Sarı, kirli beyaz, açık kahve, açık pembe renkli ignimbrit, pomza, kumlu-siltli-killi karışımli birimlerinin ar dalanması ile karakterize edilirler (Şekil 20a ve b). Birimin tabaka kalınlıkları (inceden, çok kalına kadar) değişkenlik gösterir (Şekil 20a). Ürgüp Formasyonu, altta Yüksekli Formasyonunu ile yatayda ve düşeyde geçişli özellik gösterirken (Şekil 19d), üst sınır ise Kuvaterner birimler (yatay) tarafından uyumsuzlukla belirlenmektedir.

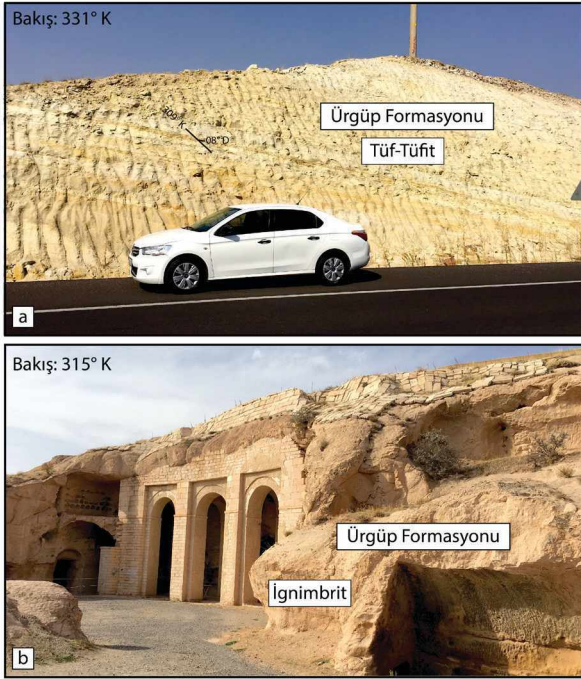


Şekil 19. a) Çalışma alanının doğusunda İdiş Dağı eteklerinde yamalar şeklinde kendini gösteren Tuzköy Formasyonu'nun arazi görünümü, **b)** Sarı-renkli, ince tabakalı kumtaşı-kiltaşı ardalanmalı seviyelerin tabanında görülen iyi gelişmiş asimetric rıplarından bir görünüm, **c)** Havzanın daha çok doğu kısmında yerleşmiş olan Yüksekli Formasyonu, sarı-kırmızı renkli çakıltaş-kumtaşı ve kiltası ardalanması ile karakterize edilmektedir. Yüksekli Formasyonu'nun Yeşilöz Formasyonu'nu (YÖ_{5A}) uyumsuz olarak üzerlediğine dikkat ediniz. **d)** Ürgüp Formasyonu ile Yüksekli Formasyonu'nun düşeyde geçişli olduğunu gösteren arazi görüntüsü.

Figure 19. a) Field view of Tuzköy Formation, formed as patches on slope of İdiş Mountain. **b)** Well-developed asymmetric ripples seen at base of yellow, thin-bedded sandstone levels. **c)** Yüksekli Formation, mostly located in the eastern part of the basin, is characterized by the alternation of yellowish-red conglomerate-sandstone and claystone. Please note that the Yüksekli Formation unconformably overlies the Yeşilöz Formation (YÖ_{5A}). **d)** Field view showing vertically transitional contact between Ürgüp and Yüksekli formations.

Atabey (1989), Ürgüp Formasyonu'nun Hatlarpınar Üyesi'nin kırmızı renkli paleotopraklar ile alüvyonal kırıntılar içerisinde *Hipparion sp.*, *Gazella sp.*, *Rhinoceras sp.*, *Suserymanthius Rodler* ve *Weithofer*; *Thragocerus cf. Amaltheus Rodler* and *Weithofer*; *Dicerorhinus cf. Orientalis* (Schlosser), *Hipparion*

mediterraneum Hansel, *Antilop sp.* fosillerinin varlığını raporlamıştır. Bu fosil kayıtlarına ek olarak, pek çok araştırmacı (Innocenti vd., 1975; Le Pennec vd., 1994; Temel vd., 1998) radyometrik yaşlandırma yapmışlar ve Ürgüp Formasyonu için Üst Miyosen-Alt Pliyosen (11-4,3 Ma) yaşını önermişlerdir.

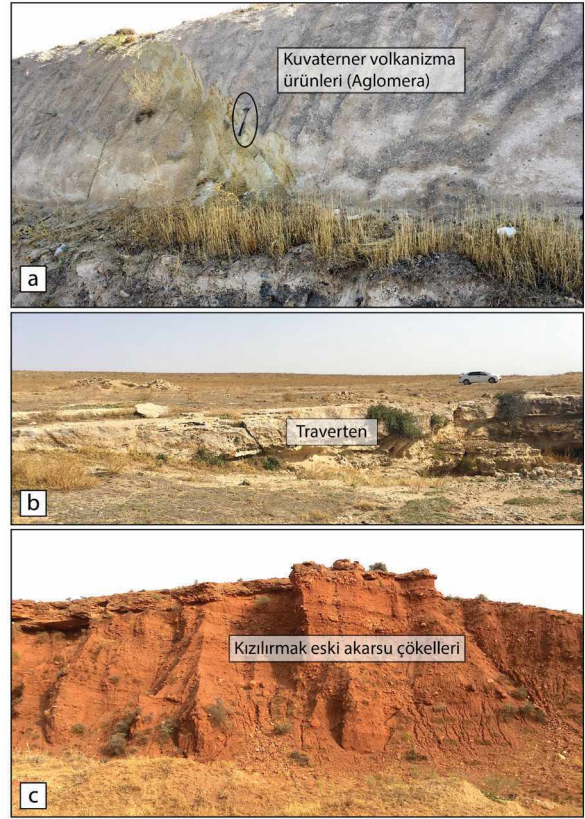


Şekil 20. a) Sarı, kirli beyaz, açık kahve, **b)** açık pembe renkli kumlu-siltli-killi karışıma sahip ignimbrit, pomza, Ürgüp Formasyonu'na ait saha görüntüsü.

Figure 20. Field view of Ürgüp Formation consisting of **a)** yellow, creamy, light brown, or **b)** pinkish ignimbrite, pumice, tuff/tuffit with sandy-silty-clay mixture.

Kuvaterner Birimler

Çalışma alanında görülen Kuvaterner yaşlı birimler incelendiğinde üç farklı litolojik özellikte birimler dikkati çekmektedir. Bunlardan ilki, Kuvaterner volkanizması (Şekil 21a) ürünleri olan bazalt, volkanik cam ve volkanik kül birimlerinden oluşmaktadır. Diğer bir birim ise fay zonlarından çıkan sıcak yeraltı sularının oluşturduğu kırmızı-kahverengi-sarımsı renklerde, damarlı ve gevrek yapıya sahip kalın tabakalı traverten çökeltileridir (Atabey, 1989) (Şekil 21b). Son olarak ise, Kızılırmak'ın ve yan kollarının oluşturduğu akarsu çökeltilerine ait çakıltaşı üyesidir (Şekil 21c). Genellikle, 2-15 cm boyutunda çakıl, ince-orta kum tane boyutlu gevşek yapıya sahip çapraz tabakalı kumtaşı ve kiltaşından oluşmaktadır.



Şekil 21. a) Bazalt, volkanik cam ve volkanik külden oluşan volkanizma ürünleri **b)** fay zonlarından çıkan sıcak yeraltı sularının oluşturduğu kalın tabakalı traverten oluşumları ve **c)** Kızılırmak'ın ve yan kollarının oluşturduğu eski akarsu çökeltileri çalışma alanındaki Kuvaterner birimler olarak tanımlanmıştır.

Figure 21. a) Products of volcanism such as basalt, volcanic glass and volcanic ash. **b)** Travertine with thick-bedded level formed where hot groundwater emerges onto the surface along fault zones. **c)** Old river deposits of Kızılırmak River and its tributaries that produced the Quaternary units in the study area.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Ayhan Havzası'na Dair Çıkarımlar

Ayhan Havzası, Orta Anadolu Kristalen Kompleksi'ni (OAKK) meydana getiren metamorfik kayalar, ofiyolitler ve magmatik sokulumlar üzerinde uyumsuz olarak gelişmiştir (Görür vd., 1998). Havzadaki en yaşlı birim olan Yeşilöz Formasyonu'nun çökeltme zamanı kesin

olarak bilinmemekle birlikte, belirlenen alt ve üst sınırlayıcı yaş verilerine dayanarak Kretase sonrası- Lütésiyen öncesinde başlamış olduğu düşünülmektedir.

Ayhan Havzası'nın batı kenarı paleo-sınır özelliği taşıırken, havzanın güney ve doğu sınırları Savcılı Fay Zonu'nun (Çağlayan, 2010; Işık vd., 2014) etkisinde yüzeye getirilen Üst Kretase yaşlı Karahıdır Volkanitleri ve Hırkadağ-İdiş Masifi tarafından belirlenmektedir (Şekil 22). Havzanın en yaşlı birimi olan Yeşilöz Formasyonu'nun (Şekil 23) batı sınırında Hırkadağ Masifi üzerine aşmalı olarak gelmesi (Şekil 10) ve tane boyunun kabaca batıdan (gravitasyonel kütle hareketine bağlı alüvyal fan) doğuya doğru (zaman zaman sığlaşan göl ortamı) incilmesi havzanın Lütésiyen öncesi depolanmasının yakınsak ve ıraksak alanlarının tanımlanmasında yardımcı olmaktadır. Buna göre, havza içerisinde gözlenen bu tane boyu dağılımı, beslenme yönünün havzanın batısında bulunması gerektiğine işaret etmektedir. Yeşilöz Formasyonu alüvyal fan ile başlayan, zaman zaman sığlaşarak kuraklık dönemine giren ve bu dönemlerde flüvyal karakterde çökeller bırakan göl ortamını karakterize etmektedir. Bununla birlikte Mucur Formasyonu ise Ayhan Havzası'nın deniz bağlantısının kurulduğu Eosen dönemine ait jeolojik kayıtları tutmaktadır. Ayhanlar Mahallesi kuzeyinde Mucur Formasyonu'nun Yeşilöz Formasyonu'nun en genç çökeli olan (YÖ₇) kırmızı-pembe renkli kalın çapraz tabakalı konglomera-kumtaşı biriminin üzerine uyumlu olarak gelmesi göl ortamından deniz ortamına geçişin çok hızlı olduğunu göstermektedir. Global deniz seviyesi değişimi, çökme/batma süreçleri ya da sedimantasyon hızındaki değişiklikler deniz ilerlemesinde etken faktörler olabilmektedir. Ancak Ayhan Havzası'nı deforme eden Savcılı Bindirme Zonu'nun Lütésiyen (46-40 My)-Geç Oligosen (29-22 My) döneminde aktif olduğu (Işık vd., 2014) düşünüldüğünde, Eosen döneminde meydana gelen global deniz seviyesindeki yükselme, bu ilerlemenin ana

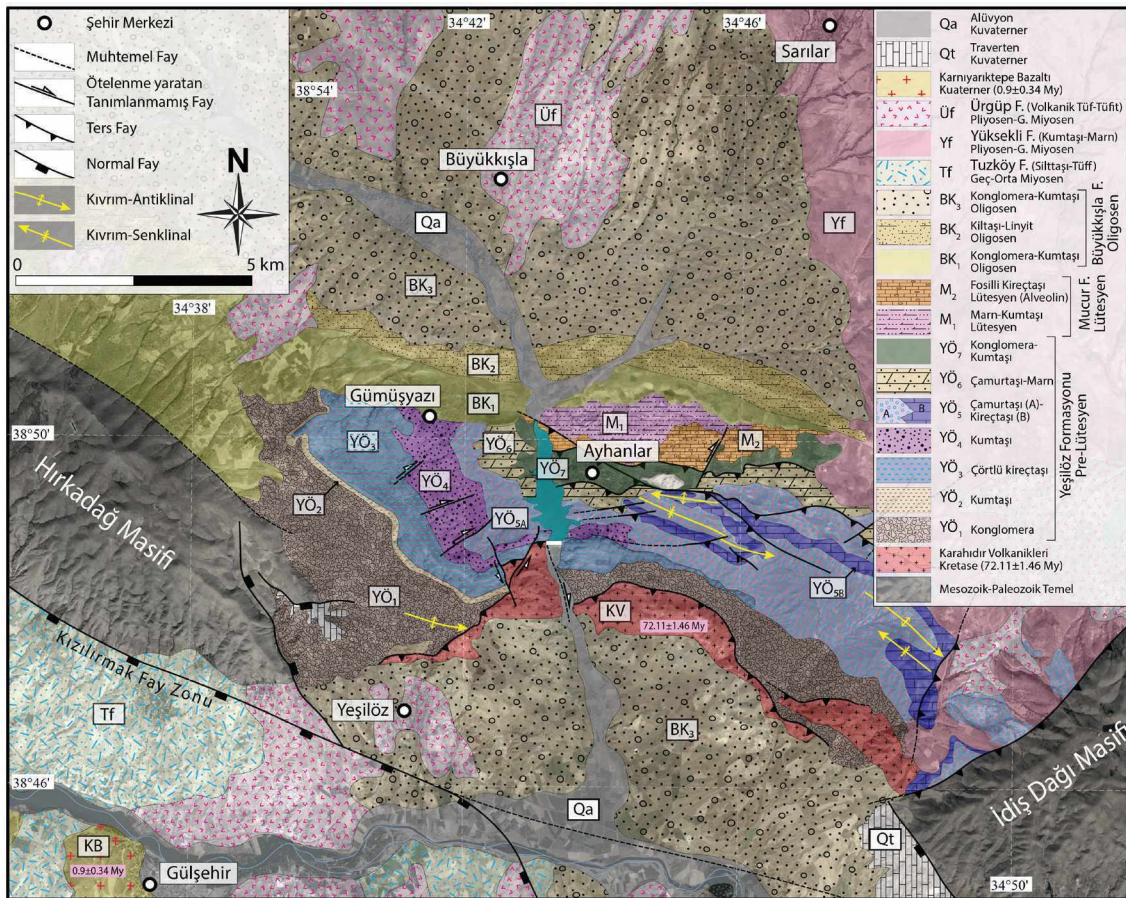
nedeni olarak değerlendirilmelidir. Bu dönemde, Mucur Formasyonu altta gri-mavi renkli kumtaşı-çamurtaşı ardalanmalı türbiditik seri (M₁) ve üzerine gelen sarı-krem renkli kireçtaşı (M₂) ile tanımlanırken (Şekil 23) havza çökeli için ihtiyaç duyulan boşluğun en yüksek olduğu dönemi de yansıtmaktadır. Deformasyon derecesi açısından bakıldığında, Yeşilöz Formasyonu'na ait birimler, Mucur Formasyonu'na ait birimlere göre çok yoğun bir deformasyona maruz kalmışlardır (kapalı kıvrımlar, dik ve devrik tabakalar, Şekil 12a, 13e, 14b). Deformasyon yoğunluğunda görülen bu farklılık, Yeşilöz ve Mucur formasyonları arasındaki ilişkinin uyumlu olması nedeni ile bindirmenin mekânsal olarak ilerleyişinin güneyden kuzeye doğru olması (değerlendirme güncel konuma göre yapılmıştır) ile ilişkilendirilmiştir (Şekil 12, 13 ve 22).

Ayhan Havza'nın kuzeyinde bulunan Büyükkışla Formasyonu havzanın tektonik ve sedimantolojik evrimi açısından önemli kayıtlar içermektedir. Oligosen yaşlı Büyükkışla Formasyonu'nun kırmızı renkli konglomera-kumtaşı-kiltaşı seviyeleri (BK₁) ile linyit seviyeli marn-kiltaşı birimlerinden (BK₂) oluşmuş olması örgülü akarsu ve bataklık ortamı olarak yorumlanmıştır (Şekil 23). Bu nedenle, Büyükkışla Formasyonu, Ayhan Havzası'nın yeniden karasal döneme geçişini temsil etmektedir. Mucur Formasyonu ile arasında açılal uyumsuzluğun varlığı (Şekil 17) ve sıkışmalı rejime ait herhangi bir jeolojik yapı içermemesi ise Savcılı Bindirme Fayı ile temsil edilen sıkışmalı tektonik rejimin bu dönemde sona erdiğini ifade eder. Bununla birlikte, Büyükkışla ve Mucur formasyonları arasındaki jeolojik zaman boşluğu (Geç Eosen) ise sıkışmalı rejim sonrasında havzanın yükselmesine bağlı olarak herhangi bir depolanmanın gerçekleşmediği (Şekil 23) ve havzanın erozyona maruz kaldığı dönem olarak yorumlanmıştır. Oligosen çökellerinin hemen Ayhanlar bölgesinin kuzeyinde yerleşmiş olması, buradaki paleocoğrafyanın bindirmenin hemen

önünde gelişen çöküntü alanı ile kontrol edildiğini düşündürmektedir. Oligosen sonrasında da sistem karasal olarak devam etmiştir (Tuzköy ve Yüksekli Formasyonları). Bu genç depolanmanın, önceki Ayhan Havzası ile ilişkisi bulunmamaktadır ve Geç Miyosen itibari ile bölgede Volkanik aktivitenin başlaması ile tüm sistem volkanik tuf (Ürgüp Formasyonu) ile örtülmüştür. Bu volkanik aktivite Kuvaterner'e (Karnıyarıktepe Bazaltı) kadar devam etmiştir.

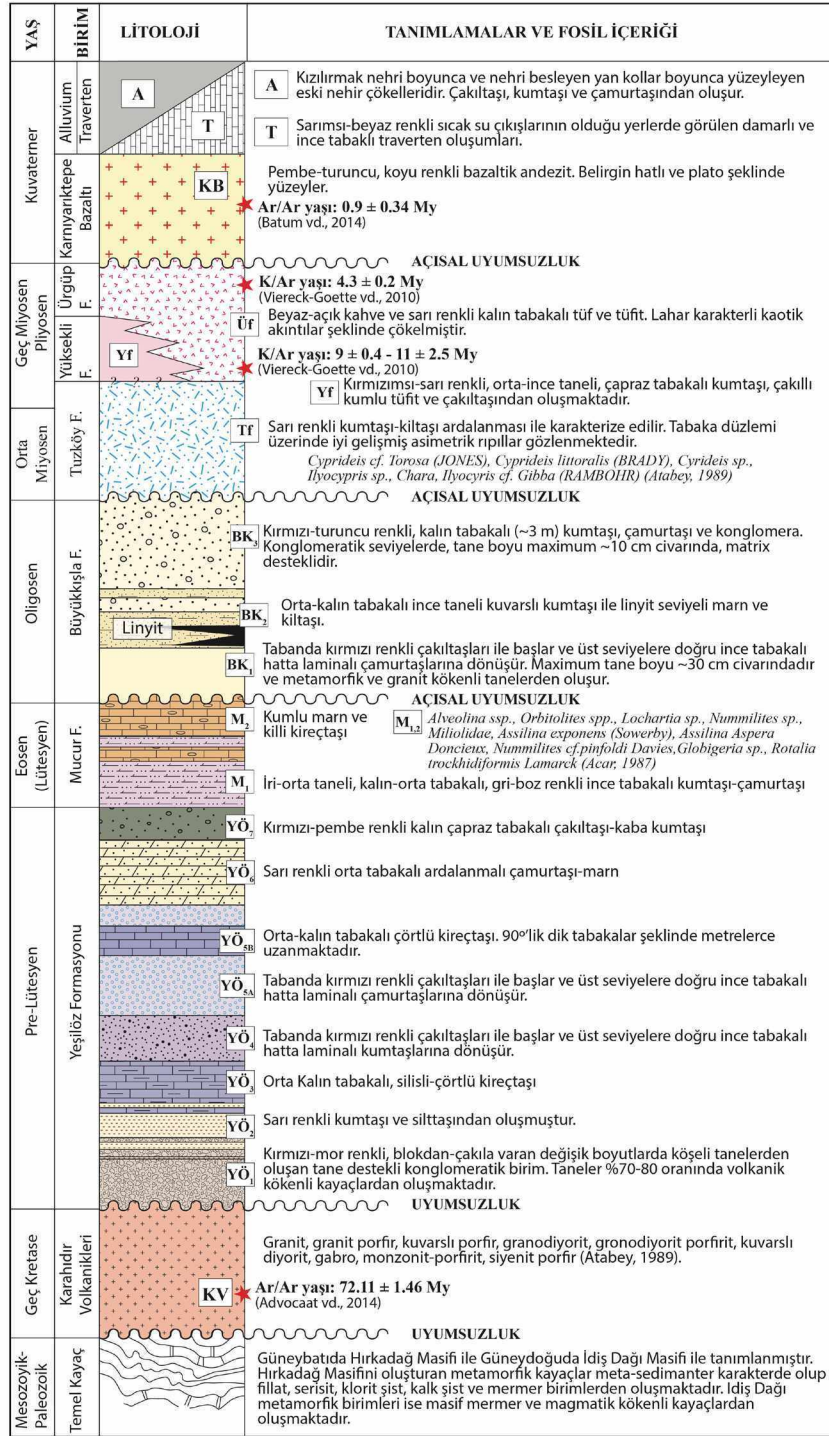
Havzanın güneyini sınırlayan Kızılırmak fayı aynı zamanda Orta Anadolu Volkaniklerinin bulunduğu bölgeyi de kuzeyden sınırlandırmaktadır (Toprak, 1994). Fayın

yükselen bloğu ve düşen bloğu üzerinde gelişen depolanma özelliklerinin ve birimlerin kalınlıklarının farklılık göstermesi, fayın yaşının Ürgüp Formasyonu (Üst Miyosen) ile aynı olduğu şeklinde yorumlanmaktadır (Toprak, 1994, Köksal ve Göncüoğlu, 1997). Arazi çalışmaları sırasında yamalar şeklinde kendini gösteren Kuvaterner yaşlı traverten oluşumları, alüviyal yelpaze ve döküntü depolanması Kızılırmak Fayı'nın hala aktif olduğunu düşündürmektedir. Tüm bu veriler dikkate alındığında çalışma alanının Erken Miyosen'de başlayan ve günümüzde de halen etkin olan K-G yönlü açılmalı tektonik rejimin etkisinde olduğunu göstermektedir.



Şekil 22. Bu çalışma kapsamında, arazi ve uzaktan algılama çalışmalarının entegrasyonu ile oluşturulan final jeoloji haritası.

Figure 22. Final map produced by integration of field studies and remotely sensed data.



Şekil 23. Bu çalışma kapsamında, arazi ve uzaktan algılama çalışmalarının entegrasyonu ile oluşturulan genelleştirilmiş litho-stratigrafik kolon kesiti.

Figure 23. Generalized lithostratigraphic columnar section produced by integration of field studies and remotely sensed data.

Bununla birlikte, uzaktan algılama çalışmaları ile oluşturulan çizgisellik haritasından (Şekil 7) elde edilen gül diyagramında iki farklı baskın yön dikkati çekmektedir. Bu yönlerden ilki BKB-DGD yönlü iken, diğeri ise neredeyse bir önceki baskın yöne dik konumlanmıştır (KKD-GGB). Bu yönelimlerden ilki, BKB-DGD, ana jeolojik yapılara (örn. Hırkadağ ve İdiş Dağı Masifi) ve özellikle de Kızılırmak Fayı'nın doğrultusuyla paralellik göstermektedir. İkinci çizgisellik yönelimi (KKD-GGB) ise bu kabaca D-B uzanımına sahip olan ve K-G yönlü sıkışmalı rejim ile yükselen bu yapısal unsurlara ve sonrasında ise K-G yönlü açılmalı rejimin etkisinde gelişen Kızılırmak Fayı'na dik olarak gelişen drenaj hatları olarak yorumlanmıştır.

Bölgesel Çıkarımlar

OAKK, Neotetis Okyanusu'nun kapanması sırasında oluşan metamorfik, ofiyolitik ve magmatik kökenli (95-75 Ma) birimlerden oluşmaktadır. Bu birimlerin tekrar yüzeye hangi mekanizma ile, ne zaman geldiği tartışmalı bir konu iken (Görür vd., 1984; Kaymakçı vd., 2003a ve 2003b; Whitney ve Dilek, 1997; Gautier vd., 2002; Işık vd., 2008; Görür vd., 1998), OAKK'nın kuzeyinde bulunan Pontid bloğu ile Paleosen'de çarpışması Orta Anadolu sedimanter havzalarının (örn. Çankırı, Tuzgölü, Kırıkkale, Sivas, Yozgat-Sorgun vb.) evriminde önemli bir etkiye sahiptir. Tüm bu havzalarda görülen ortak özellikler ise Lütesiyen'de ve yahut sonrasında görülen yoğun bindirmeli/kıvrımlı deformasyonun varlığı ve Lütesiyen sonrasında görülen açılmalı uyumsuzluk ve karasal depolanmadır (Görür vd., 1998). Ayhan Havzası'dan elde edilen litostratigrafi ve deformasyon verileri, Orta Anadolu havzalarında görülen bu ortak özelliklerin Ayhan Havzası için de geçerli olduğunu göstermektedir. Ayhan Havzası'nın tabanında yer alan Üst Kretase yaşlı (72,1±1,5 Ma) magmatik birimlerin üzerine yerleşen Yeşilöz Formasyonu'nun yaşı

kesin olarak bilinmemekle birlikte, Köksal ve Göncüoğlu (1997) birimin yaşını Üst Alt Paleosen-Üst Paleosen olarak belirtirken, Görür vd. (1998) tarafından birimin yaşı Alt Eosen olarak kabul edilmiş ve Paleosen'e karşılık gelen zaman erozyonel dönem olarak tanımlanmıştır. Bununla birlikte, sedimantasyon ile aynı yaşlı normal fayların gözlemlendiği (Advokaat vd., 2014) bu Lütesiyen öncesi birim, Kırşehir Bloğu'nun genişlemeli rejim etkisinde yeniden yüzeye gelişinin kurgulanmasında (Gautier vd., 2008; Işık vd., 2008; Işık, 2009; Genç ve Yurur, 2010; Lefebvre vd., 2011, 2015) iyi bir zamansal sınırlama vermektedir.

K-G yakınsamalı levha tektoniği dikkate alındığında, Kırşehir Bloğu'nun kuzeyde Pontidler, güneyde ise Anatolid-Torid Bloğu ile olan ilişkisi önemlidir. Meijers vd. (2010) temelde paleomanyetizma odaklı çalışmasında Pontid Bloğu'nun merkezinde bir oroklin oluşumunun varlığına işaret ederken bu yapının Erken Paleosen'de oluşumunu tamamlamış olduğunu vurgulamaktadır. Bu dönemde ise Ayhan Havzası'nda açılmalı rejim kontrolünde Yeşilöz Formasyonu çökelmektedir. Depolanmanın karasaldan sığ denizel ortama evrilerek kesintisiz olarak Lütesiyen'e kadar devam ettiği dikkate alınır, Ayhan Havzası'nın Paleosen'deki çarpışmadan etkilenmediğini ve hatta OAKK'nın yüzeye taşınması ile eş zamanlı olduğunu söylemek mümkündür. Bununla birlikte, Kırşehir Bloğu'nun kuzey ucunda bulunan ve Pontid Bloğu'na doğru at nalı şeklinde bir girinti oluşturan Çankırı Havzası'nın Pontidler'e doğru ilerleyişi iki aşamada Erken Miyosen'e kadar etkinliğini sürdürmüştür (Kaymakçı, vd., 2003b; Kaymakçı vd., 2010). Çankırı Havzası'nın yaklaşık 120 km güneyinde Çiçekdağ Havzası üzerinde yapılan çalışmada (Gülyüz vd., 2013) en eski havza dolgusunun kuzeyden beslenen ve hemen temel üzerine yerleşen Eosen yaşlı karasal (kırmızı kumtaşları ve konglomeralar) kırıntılılar ile başladığı, Eosen yaşlı denizel kireçtaşları ile

devam ettiği ve sonrasında ise yine Oligosen yaşlı tektonizma ile yaşıt, güneyden beslenen kırmızı karasal kıvrıntılar ile istifin sonlandığı belirtilmiştir. Eosen yaşlı birimlerin doğrudan temel üzerinde görülmesi Çiçekdağ Havzası'nın Eosen öncesinde Çankırı ve Ayhan Havzası arasında topoğrafik engel konumunda olduğunu düşündürmektedir. Çiçekdağ Havzası'nda Eosen yaşlı birimlerde kaydedilen ve depolanma ile yaşıt olan kıvrımlı ve bindirmeli deformasyon, Ayhan Havzası'nda Paleosen'den Lütésiyen'e kadar kesintisiz bir şekilde gelen istifi Lütésiyen sonrasında etkilemiştir.

Ayhan Havzası'nın evriminde etkin/baskın olan tektonik sürecin kuzeydeki Pontid-OAKK arasındaki yakınsamalı hareket ile mi yoksa güneyde gerçekleşen OAKK ve Toros kuşağının birbirine yaklaşması ile mi ilişkili olduğunu anlamak için Ayhan Havzası ile OAKK'nın güney ucunda yer alan Niğde-Ulukışla Havzası arasındaki litostratigrafik ve deformasyon geçmişlerinin irdelenmesi gerekmektedir. Ulukışla Havzası da Ayhan Havzası gibi Paleosen'den Eosen'e kadar devamlı bir istife (Güneydağı, Halkapınar ve Ulukışla formasyonları) sahiptir (Demirtaşlı vd., 1975; Gürbüz vd., 2020) ve Ayhan Havzası'nın volkanik içerikli denizel eşleniği olarak kabul etmek mümkündür. Gürer vd. (2016) ise Ulukışla Havzası'nı konu alan çalışmada havzanın evriminde birden fazla tektonik fazın varlığını göstermiştir. Aynı çalışmada, havzanın Paleosen döneminde D-B yönlü gerilmeli rejim etkisinde geliştiğini tanımlamıştır. Benzer gerilme yönü Kırşehir Masifi'ne ait yüksek dereceli metamorfik kayaların sıyrılmaya fayları boyunca yüzeye taşınmasında da etkin olmuştur (Gautier vd., 2002, 2008; Işık vd., 2008; Işık, 2009; Lefebvre vd., 2011, 2015; Seyitoğlu vd., 2017). Kırşehir Bloğu'na ait soğuma yaşı aralığı ise 75-65 My olarak belirlenmiştir (Whitney vd., 2003, 2007; Umhoefer vd., 2007; Gautier vd., 2008; Idleman vd., 2014). Ayhan Havzası'nın tabanında yer alan ve havza dolgusunun (Yeşilöz Formasyonu)

üzerine yerleştiği Üst Kretase yaşlı ($72,1 \pm 1,5$ Ma) magmatik birimler (Advokaat vd., 2014) muhtelemen Kırşehir Bloğu'nun yüzeylenmesi ile ilişkilidir. Bununla birlikte Orta Anadolu'da etkin olan bu D-B gerilmeli tektonik rejim Eosen başlarında sona ermiş (Gürer vd., 2016) ve sonrasında ise deniz ilerlemesine bağlı Lütésiyen yaşlı denizel kireçtaşları çökelmiştir. Ulukışla Havzası'nda K-G yönlü kısalma Geç Eosen-Oligosen olarak belirlenmiştir (Gürer vd., 2016) ki bu yaş Ayhan Havzası'nda belirlenen kısalma yönü ve zamanı ile aynıdır. Bu stratigrafi ve deformasyon verilerini, Ayhan ve Ulukışla havzalarının Çiçekdağ ve Çankırı havzalarından farklı olarak sıyrılmaya üstü havza olarak geliştiği ve sonrasında ise OAKK ve Toroslar arasındaki yakınlaşmaya bağlı olarak K-G yönlü kısalmaya maruz kaldığı şeklinde yorumlamak mümkündür.

Öte yandan Ayhan Havzası'nın güncel yönelimi ve havza sınırları, Paleosen döneminde etkin olan D-B yönlü gerilme tektoniğinin izlerini taşımamaktadır. Bu durum, Lütésiyen sonrası K-G yönlü kısalma tektoniği ve akabinde gelişen Kızılırmak Fayı ile temsil edilen Geç Miyosen yaşlı gerilme tektoniğinin deformasyon etkilerinin daha baskın olması ile açıklanabilir. Ancak, Lefebvre vd. (2013) temelde paleomanyetizma konulu çalışmada Kırşehir Bloğu üzerinde KKB-GGD uzanımlı İç Toros Okyanusu'nun yitimi ile ilişkili plütönik bir kuşağın varlığına işaret etmiş ve bu yapının Kırşehir Masifi'nin yüzeye taşınmasından (exhumation) sonra doğrultu atımlı faylar ile üçe parçalandığını göstermiştir. Bu faylardan kuzeydeki (Kozaklı-Delice Fay Zonu) Çiçekdağ Havzası yakınından geçerken, diğeri ise Ayhan Havzası'nın güneyinden (Savcılı Fay Zonu) geçmektedir. Parçalanan masif blokları ise belirgin düşey eksenli dönmeye (rotasyon) maruz kalmışlardır. Bu bloklardan Ayhan Havzası'na en yakın olanı saatin tersi yönünde $28-35^\circ$ hareket eden Ağaçoören-Avanos bloğudur ve bu bloğun Hırkadağ ile arasında Orta Eosen sonrası rotasyon ile meydana getirdiği kısalma, Advokaat vd. (2014)

en az 17-27 km olarak hesaplanmıştır. Böyle bir kısalmanın, Paleosen'den Eosen'e kadar devamlı bir istifeye sahip olan Ayhan Havzası üzerinde de rotasyonel ve deformasyonel bir etki bırakmasını beklemek yanlış olmaz. Ancak, Çiçekdağ Havzası'nın tektonizma ile yaşıt Eosen istifinde dikkate değer bir rotasyon kaydedilmemiştir (Gülyüz vd., 2013). Bu durumda plütonik bloğun parçalanması kuzeyde Eosen öncesinde tamamlanmış, güneyde ise Eosen sonrasına kadar devam etmiştir.

Çankırı, Çiçekdağ, Ayhan ve Ulukışla havzaları lithostratigrafi ve deformasyon zamanı açısından değerlendirildiğinde, OAKK'nın kuzeyi ve güneyi arasında farklılıklar bulunmaktadır. Tetik mekanizmaları dikkate alındığında, etki alanlarının sınırı ise Çiçekdağ ve Ayhan havzaları arasında bir konumda bulunmaktadır.

EXTENDED SUMMARY

The Neotethys Ocean reached its maximum size during the early Cretaceous in Turkey and closure of the Neotethys Ocean began during the early late Cretaceous (Şengör and Yılmaz, 1981). This closure is associated with the subduction zones in the Eastern Mediterranean region accommodating the Africa-Eurasian convergence (Şengör & Yılmaz, 1981; Stampfli & Borel, 2002; Robertson, 2004; Okay et al., 2006; Moix et al., 2008). However, the tectonic accommodation of the Africa-Eurasian convergence is more complex and was accommodated by multiple, partly synchronous subduction zones (Stampfli and Borel, 2002; Robertson, 2004; Okay et al., 2006; Barrier & Vrielynck, 2008; Lefebvre et al., 2013; Okay et al., 2013; Gürer and Hinsbergen, 2019; Hinsbergen et al., 2020).

In Central Turkey, the consumption of a Neotethys Oceanic branch at the Mesozoic-Cenozoic boundary welded the Central Anatolian Crystalline Complex (CACC) with the northerly

*Eurasian margin. The Central Anatolian Crystalline Complex (Göncüoğlu et al., 1991) or Kırşehir Block (Görür et al., 1984) is a 200 km * 200 km * 200 km, large triangular continental domain exposed in Central Turkey (Göncüoğlu et al., 1991). The CACC consists of several assembled continental fragments which are mainly metasedimentary rock overlain by sparse remnants of Cretaceous ophiolites and sedimentary cover (Göncüoğlu, 1986; Görür et al., 1998; Yalınz and Göncüoğlu, 1998). The best geological records of this assembly of orogenic collage are recorded in the associated syn- and post-collisional sedimentary basins such as the Çankırı, Çiçekdağ, Ayhan and Ulukışla basins from north to south, respectively. The Ayhan Basin, the main concern of this study, developed on the CACC. Producing a well-defined lithological map showing the structural elements of the basin is very important to understand the geological evolution of the Ayhan Basin, and also to determine the spatial and temporal effects of the triggering mechanisms which deform the CACC.*

For this purpose, optical satellite image (Landsat TM and ASTER) processing techniques (pan-sharpening, resampling, principal component analysis, decorrelation stretching, and band combination), which have widespread application, were used in determination of the lineaments and lithological units having different reflectance values. Following this, detailed lithostratigraphy and geological mapping of the Ayhan Basin were created by field verification.

Based on the data obtained from the remotely-sensed data and field verification, the Ayhan Basin was shown to have unconformably developed on the metamorphic rocks, ophiolite, and magmatic intrusions belonging to the CACC (Köksal & Göncüoğlu, 1997; Whitney & Dilek, 2001; Lefebvre et al., 2011, Advokaat et al., 2014). Although the onset of the Ayhan Basin is not known precisely, it must have formed sometime between post-Cretaceous and pre-Lutetian, which

is the lower and upper age limit of the Yeşilöz Formation. Sedimentary sequence of the Ayhan Basin starts with 1) Yeşilöz Formation (Late Cretaceous-Pre Lutetian), which unconformably overlies the basement unit, and the sequence continues conformably upwards with 2) Mucur Formation (Eocene). This is unconformably covered by 3) Büyükkışla Formation (Oligocene), which is the most widespread unit in the north of the Ayhan Basin. 4) Tuzköy Formation, characterized by yellowish sandstone-claystone alternation, is the Middle-Late Miocene unit in the western part of the basin along the slope of the Hırkadağ Massif. 5) In the northwest of the Ayhan Basin, the Yüksekli Formation (Late Miocene-Pliocene) is observed and it consists of yellow-reddish colored conglomerate-sandstone and claystone alternation. In the south, Ürgüp Formation (Late Miocene-Pliocene) is exposed extensively in the hanging wall of the Kızılırmak Fault and is composed of a fluvial-to-lacustrine sequence interbedded with several pyroclastic levels. These sedimentary packages are entirely overlaid unconformably by horizontal Quaternary units including volcanics, travertines and river deposits.

Implications for the Ayhan Basin indicate that the western margin has a paleo-border character while the southern and eastern borders are tectonic and determined by the Late Cretaceous Karahıdır Volcanics and Hırkadağ-İdiş Massif, that were brought to the surface by the Savcılı Fault Zone. The overlapping of the Yeşilöz Formation over the Hırkadağ Massif and the degrading of the grain size from west (alluvial fan, due to gravitational mass flow) to east (a lacustrine environment) help us to define the proximal and distal areas of the Pre-Lutetian deposition of the basin. In these circumstances, the source area should be located in the west of the basin.

The Mucur Formation contains the geological records of the Eocene period when the marine connection was established. On the other hand, if

the activity of the Savcılı Thrust Fault (Lutetian-Late Oligocene) is taken into account, the global sea-level rise should be considered as the main reason for increasing the accommodation space of the basin. It was noticed during fieldwork that the intensity of the deformation in the Yeşilöz and Mucur formations is different. This difference might be due to the spatial progress of the thrust from north to south (based on the recent location), since there is a conformable relation between the Yeşilöz and Mucur formations.

The lithological characteristics of the Büyükkışla Formation represent the transition of the Ayhan Basin back to the lacustrine environment. The presence of the angular unconformity between the Mucur and Büyükkışla formations and the absence of compressional structures in the Büyükkışla Formation indicate that the strength of the compressional tectonic regime was lost at this time. The fact that the Oligocene sediments are mainly located just north of Ayhanlar village suggests that the paleogeography here was controlled by the depression area that developed just in front of the thrust.

The Kızılırmak Fault, with a normal character limiting the south of the basin, also delineates the northern boundary of the Central Anatolian Volcanics. The difference in depositional characteristics and the thickness of the units deposited on the hanging wall and footwall of the fault suggest that the age of the Kızılırmak Fault is the same as the Ürgüp Formation. Based on this data and field observation, the study area is subjected to the N-S oriented extensional regime that started in Early Miocene and is still active today. Moreover, the lineament map was produced using remotely sensed data. The rose diagram obtained from this map shows the presence of two different dominant orientations (WNW-ESE and NNE-SSW). These are almost perpendicular to each other. The first trend, WNW-ESE, is parallel to the main geological structures (e.g., Hırkadağ and İdiş Massif) and especially to the strike of the

Kızılırmak Fault. The second trend, NNE-SSW, has been interpreted as drainage lines developing perpendicular to the E-W oriented structural features and to the Kızılırmak Normal Fault.

In the context of the Africa-Eurasian convergence, the Izmir-Ankara-Erzincan Suture Zone (IAESZ) represents the closure of the northern Neotethys Ocean between the Pontides of the southern Eurasian margin and the CACC since at least the Early Cretaceous. The southern triangular part of the CACC is surrounded by belts of high pressure (HP)-low temperature (LT) metasedimentary rocks known as the Tavşanlı and Afyon zones which are the main tectonic zones of the Anatolide-Tauride; this is interpreted to infer the existence of another subduction zone to the south of the CACC, namely, the Intra-Tauride subduction zone. This ocean existed during the Cretaceous to Eocene in the south between the Kırşehir Block and the Taurus Platform.

These subduction mechanisms that triggered the evolution of the Central Anatolian Crystalline Complex (CACC) have been evaluated in a temporal and spatial context by comparing this study on Ayhan Basin with previous studies. Therefore, it is suggested that there are differences between the northern and the southern part of the CACC in terms of lithostratigraphy and deformation. When considering the trigger mechanisms located in the north and south of the CACC, the limit of the deformational domain should be somewhere between the Çiçekdağ and Ayhan basins.

KATKI BELİRTME

Bu makale, Yüzüncü Yıl Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğü FHD-2018-6824 no'lu proje kapsamında desteklenmiştir. Yazar, 2018-2019 yaz döneminde yapılan arazi çalışmalarına vermiş olduğu destekten dolayı Kemal KOÇ'a özel teşekkürlerini belirtmektedir.

ORCID

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

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Advokaat, E. L., van Hinsbergen, D. J., Kaymakçı, N., Vissers, R. L. & Hendriks, B. W. (2014). Late Cretaceous extension and Palaeogene rotation-related contraction in Central Anatolia recorded in the Ayhan-Büyükkişla basin. *International Geology Review*, 56(15), 1813-1836.
- Akgün, F., Olgun, E., Kuşçu, İ., Toprak, V. ve Gönçüoğlu, M. C. (1995). Orta Anadolu Kompleksinin "Oligo-Miyosen" örtüsünün stratigrafisi, çökelme ortamı ve gerçek yaşına ilişkin yeni bulgular. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 6(1), 51- 68.
- Atabey, E. (1989). 1/100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları. Kayseri-K33 (H19) Paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara, 18 s.
- Aydın, N. (1985). Geological evolution of Gümüşkent town and it's surrounding in the Middle Anatolian Massif. *Communications: de La Faculté des Sciences de l'Université d'Ankara, série C1 Géologie*, 31, 43-56.
- Boztağ, D., Turksever, E. Heizler, M., Jonckheere, R. C. & Tichomirowa, M. (2009a). 207Pb-206Pb, 40Ar-39Ar and apatite fission-track geochronology revealing the emplacement, cooling and exhumation history of the Karacayır Syenite (N Sivas), East-Central Anatolia, Turkey. *Turk. J. Earth Sci.*, 18, 109-125. <https://doi.org/10.3906/sag-1202-18>
- Boztağ, D., Jonckheere R. C., Heizler, M., Ratschbacher L., Harlavan Y. & Tichomirova, M. (2009b). Timing of post-obduction granitoids from intrusion through cooling to exhumation in central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics* 473, 223-233.
- Çağlayan, A. Y. (2010). *Savcılı fay zonunun (Kırşehir) yapısal analizi* [Doktora tezi]. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, A.Z., Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı, D.Y., Selim, M. ve Turhan, N. (1975).

- Bolkardağları'nın Jeolojisi. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi (42-57)*. MTA Özel Yayını, Ankara.
- Fayon, A. K., Whitney, D. L., Teyssier, C., Garver, J. I. & Dilek, Y. (2001). Effects of plate convergence obliquity on timing and mechanisms of exhumation of a mid-crustal terrain, the Central Anatolian Crystalline Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(2) 191–205. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00440-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00440-X)
- Fujisada, H., Sakuma, F., Ono, A. & Kudoh, M. (1998). Design and preflight performance of ASTER instrument protoflight model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(4), 1152-1160.
- Gautier, P., Bozkurt, E., Hallot, E. & Dirik, K. (2002). Dating the exhumation of a metamorphic dome: geological evidence for pre-Eocene unroofing of the Niğde Massif (Central Anatolia). *Geological Magazine*, 139(5), 559-576. <https://doi.org/10.1017/S0016756802006751>
- Gautier, P., Bozkurt, E., Bosse, V., Hallot, E. & Dirik, K. (2008). Coeval extensional shearing and lateral underflow during Late Cretaceous core complex development in the Niğde Massif, Central Anatolia, Turkey. *Tectonics*, 27(1), <https://doi.org/10.1029/2006TC002089>
- Genç, Y. & Yürür, M. T. (2010). Coeval extension and compression in Late Mesozoic–Recent thin-skinned extensional tectonics in central Anatolia, Turkey. *Journal of Structural Geology*, 32(5), 623-640.
- Gökten, E. & Floyd, P. A. (1987). Geochemistry and tectonic environment of the Şarkışla area volcanic rocks in Central Anatolia, Turkey. *Mineralogical Magazine*, 51, 553-559.
- Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, G.M.V., Yalınz, K., Kuşçu, I., Köksal, S. ve Dirik, K. (1993). *Orta Anadolu Masifin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 3: Orta Kızılırmak Tersiyer Baseninin jeolojik evrimi* (Rapor no: 3313). T.P.A.O. (yayımlanmamış).
- 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.
- Görür, N., Tüysüz, O. & Celal Şengör, A. M. (1998). Tectonic evolution of the central Anatolian basins. *International Geology Review*, 40(9), 831-850.
- Gradstein, F., Ogg, J., & Smith, A. (Eds.). (2005). *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511536045>
- Gülüüz, E., Kaymakci, N., Meijers, M. J., van Hinsbergen, D. J., Lefebvre, C., Vissers, R. L., Hendriks, B. W. H. & Peynircioğlu, A. A. (2013). Late Eocene evolution of the Çiçekdağı Basin (central Turkey): Syn-sedimentary compression during microcontinent–continent collision in central Anatolia. *Tectonophysics*, 602, 286-299.
- Gürbüz, E., Seyitoğlu, G. & Güney, A. (2020). Late Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the Ulukışla Basin: progressive basin development in south-central Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 109(1), 345-371.
- Gürer, D., van Hinsbergen, D. J., Matenco, L., Corfu, F. & Cascella, A. (2016). Kinematics of a former oceanic plate of the Neotethys revealed by deformation in the Ulukışla basin (Turkey). *Tectonics*, 35(10), 2385-2416.
- Idleman, L., Cosca, M. A., Heizler, M. T., Thomson, S. N., Teyssier, C. & Whitney, D. L. (2014). Tectonic burial and exhumation cycles tracked by muscovite and K-feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology in a strike-slip fault zone, central Turkey. *Tectonophysics*, 612–613, 134–146. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.003>
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Di Brozolo, F. R. & Villari, L. (1975). The Neogene calcalkaline volcanism of Central Anatolia: geochronological data on Kayseri—Niğde area. *Geological Magazine*, 112(4), 349-360.
- Işık, V., Lo, C.-H., Göncüoğlu, C. & Demirel, S. (2008). $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages from the Yozgat Batholith: Preliminary data on the timing of Late Cretaceous extension in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *The Journal of Geology*, 116(5), 510–526. <https://doi.org/10.1086/590922>
- Işık, V. (2009). The ductile shear zone in granitoid of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: Implications for the origins of the Tuzgölü

- basin during the Late Cretaceous extensional deformation. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(4), 507–521. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.08.005>
- Işık, V., Uysal, I. T., Caglayan, A. & Seyitoglu, G. (2014). The evolution of intraplate fault systems in central Turkey: Structural evidence and Ar-Ar and Rb-Sr age constraints for the Savcili Fault Zone. *Tectonics*, 33(10), 1875-1899.
- Jensen, J. R. (1996). *Introductory digital image processing: a remote sensing perspective* (No. Ed. 2). Prentice-Hall Inc.
- Kaymakci, N., Duermeijer, C. E., Langereis, C., White, S. H. & Van Dijk, P. M. (2003a). Palaeomagnetic evolution of the Çankırı Basin (central Anatolia, Turkey): Implications for oroclinal bending due to indentation. *Geological Magazine*, 140(3), 343–355. <https://doi.org/10.1017/S001675680300757X>
- Kaymakci, N., White, S. H., Vandijk, P. M. (2003b). Kinematic and structural development of the Çankırı Basin central Anatolia, Turkey): a paleostress inversion study. *Tectonophysics*, 364(1–2), 85–113.
- Kaymakci, N., Özmutlu, Ş., van Dijk, P.M. & Özçelik, Y. (2010). Surface and subsurface characteristics and hydrocarbon potential of the Çankırı Basin (Central Anatolia, Turkey): integration of remote sensing, seismic interpretation and gravity . *Turkish Journal of Earth Sciences* 19, 79-100.
- Köksal, S. & Göncüoğlu, M. C. (1997). Geology of the İdiş Dağı-Avanos Area (Nevşehir-Central Anatolia). *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 119(119), 41-58.
- Köksal, S., Göncüoğlu, M.C., Floyd, P.A. (2001). Extrusive members of Postcollisional A-Type Magmatism in Central Anatolia: Karahıdır volcanics, İdis Dağı – Avanos Area, Turkey. *International Geology Review*, 43, 683-694.
- Lefebvre, C., Barnhoorn, A., van Hinsbergen, D. J. J., Kaymakci, N. & Vissers, R. L. M. (2011). Late Cretaceous extensional denudation along a marble detachment fault zone in the Kırşehir massif near Kaman, Central Turkey. *Journal of Structural Geology*, 33(8), 1220–1236. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.06.002>
- Lefebvre, C., Meijers, M. J. M., Kaymakci, N., Peynircioğlu, A., Langereis, C. G. & van Hinsbergen, D. J. J. (2013). Reconstructing the geometry of central Anatolia during the late Cretaceous: Large-scale Cenozoic rotations and deformation between the Pontides and Taurides. *Earth and Planetary Science Letters*, 366, 83–98. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.01.003>
- Lefebvre, C., Peters, K., Wehrens, P., Brouwer, F. M. & Van Roermund, H. L. M. (2015). Thermal and extensional exhumation history of a high-temperature crystalline complex (Hırkadağ Massif, Central Anatolia). *Lithos*, 238, 156–173.
- Le Pennec, J. L., Bourdier, J. L., Froger, J. L., Temel, A., Camus, G. & Gourgaud, A. (1994). Neogene ignimbrites of the Nevşehir plateau (central Turkey): stratigraphy, distribution and source constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63(1-2), 59-87.
- Lillesand, T. M. & Kiefer, R. W. (1994). *Remote Sensing and Image Interpretation* (3rd edn). Wiley ve Sons, New York.
- Meijers, M. J., Kaymakci, 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). <https://doi.org/10.1029/2009TC002620>
- Moix, P., Beccaletto, L., Kozur, H. W., Hochard, C., Rosselet, F. & Stampfli, G. M. (2008). A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics*, 451, 7–39.
- NASA (National Aeronautics and Space Administration), 2021. <https://terra.nasa.gov/data/aster-data> 08.07.2021.
- NASA (National Aeronautics and Space Administration), 2021. <https://landsat.gsfc.nasa.gov/> 08.07.2021.
- Okay A. I., Satır M., Maluski H., Siyako, M. Monié, P., Metzger, R. & Akyüz, S. (1996). Paleo and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic and geochronologic constraints. In A. Yin & M. Harrison (Eds.), *The Tectonic Evolution of Asia*, (pp. 420–41). Cambridge University Press, New York.
- Okay, A. I., Tüysüz, O., Satır, M., Özkan-Altınır, S., Altınır, D., Sherlock, S. & Eren, R. H. (2006).

- Cretaceous and Triassic subduction-accretion, high-pressure-low-temperature metamorphism, and continental growth in the Central Pontides, Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 118(9-10), 1247–1269. <https://doi.org/10.1130/B25938.1>
- Pasquare, G. (1968). Geology of the cenozoic volcanic area of Central Anatolia (Provinces of Kayseri and Nevşehir, Turkey). *Atti Accademia Nazionale dei Lincei*, 9(1), 53-204.
- Robertson, A. (2004). Development of concepts concerning the genesis and emplacement of Tethyan ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman regions. *Earth-Science Reviews*, 66(3-4), 331–387. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.005>
- Sabins Jr, F. F. (1987). *Remote sensing-principles and interpretation*. WH Freeman and Company.
- 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.
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Seyitoğlu, G., Işık, V., Gürbüz, E. & Gürbüz, A. (2017). The discovery of a low-angle normal fault in the Taurus Mountains: the İvriz detachment and implications concerning the Cenozoic geology of southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 26(3), 189-205.
- Temel, A., Gündoğdu, M. N., Gourgaud, A. & Le Pennec, J. L. (1998). Ignimbrites of Cappadocia (central Anatolia, Turkey): petrology and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 447-471.
- Toprak, V. (1994). Central Kızılırmak fault zone: northern margin of Central Anatolian volcanics. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 3, 29-38.
- Umhoefer, P. J., Whitney, D. L., Teyssier, C., Fayon, A. K., Casale, G., Heizler, T. & Heizler, M. T. (2007). Yo-yo tectonics in a wrench zone, Central Anatolian fault zone, Turkey. In S. M. Roeske, A. B. Till, D. A. Foster, J. C. Sample (Eds.), *Exhumation Associated with Continental Strike-Slip Fault Systems*. [https://doi.org/10.1130/2007.2434\(03\)](https://doi.org/10.1130/2007.2434(03))
- Viereck-Goette, L., Lepetit, P., Gürel, A., Ganskow, G., Çopuroğlu, I. & Abratis, M. (2010). Revised volcanostratigraphy of the Upper Miocene to Lower Pliocene Ürgüp Formation, Central Anatolian volcanic province, Turkey. In G. Groppelli, & L. Viereck-Goette (Eds.), *Stratigraphy and Geology of Volcanic Areas: Geological Society of America Special Paper 464*, 85–112.
- Yalınız, M. K. & Göncüoğlu, M. C. (1998). General geological characteristics and distribution of the Central Anatolian Ophiolites. *Yerbilimleri*, (20), 19-30.
- Yamaguchi, Y., Kahle, A. B., Tsu, H., Kawakami, T. & Pniel, M., 1998. Overview of advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER). *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 36(4), 1062-1071.
- Whitney, D. L. & Dilek, Y. (1997). Core complex development in central Anatolia, Turkey. *Geology*, 25(11), 1023-1026.
- Whitney, D.L. & Dilek, Y. (2001). Metamorphic and Tectonic Evolution of the Hırkadağ Block, Central Anatolian Crystalline Complex. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 1-15.
- Whitney, D. L., Teyssier, C., Fayon, A. K., Hamilton, M. A. & Heizler M. (2003). Tectonic controls on metamorphism, partial melting, and intrusion: Timing and duration of regional metamorphism and magmatism in the Niğde Massif, Turkey. *Tectonophysics*, 376(1–2), 37–60.
- Whitney, D. L., Teyssier, C. & Heizler, M. T. (2007). Gneiss domes, metamorphic core complexes, and wrench zones: Thermal and structural evolution of the Niğde Massif, central Anatolia, *Tectonics*, 26, Article TC5002. <https://doi.org/10.1029/2006TC002040>



**Gümüldür Fayının Morfometrik ve Kinematik Analizi ve
Batı Anadolu'daki Sismotektonik Anlamı**
*Morphometric and Kinematic Analysis of Gümüldür Fault and
Its Seismotectonic Implications for Western Anatolia*

Büşra Yerli^{1*} , Mustafa Softa² , Hasan Sözbilir^{2,3} 

¹Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir, Türkiye

²Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 35390, İzmir, Türkiye

³Dokuz Eylül Üniversitesi, Deprem Araştırma ve Uygulama Merkezi, İzmir, Türkiye

• Geliş/Received: 25.12.2020

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 15.04.2021

• Kabul/Accepted: 01.05.2021

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 09.07.2021

• Baskı/Printed: 25.08.2021

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Kuşadası Körfezi'ni kuzeyden sınırlayan Gümüldür Fayı (GF), yaklaşık 30 km uzunluğuyla Karacadağ ile Ege Denizi arasında keskin bir morfolojik sarpalık sunar. Bu çalışmada, fay boyunca gelişen jeomorfolojik belirteçler ve morfometrik parametreler arazi çalışmalarıyla birlikte değerlendirilmiş ve buna göre Gümüldür Fayı'nın Kuvaterner dönem aktivitesi ile bölgesel yükselim hızına dair veriler elde edilmiştir. Arazi çalışmaları Gümüldür Fayı'nın genel olarak K40°-75°B doğrultulu, 60°-83° GB eğimli (eğim açısı batıya doğru artan) ve kuzeydoğuya doğru dış bükey bir geometri sergileyen eğim atımlı normal fay olduğunu göstermektedir. Dağ önü cephesi eğriliği (S_{mf} : 1,13-1,56), vadi tabanı genişliği-yüksekliği oranı (V_p : 0,10-1,00), üçgen yüzey oranı L_f/L_s (B: 4,75-88,35; K: 0,12-9,30), asimetri faktörü (AF: 19-78), havza şekli geometrisi (B_s : 1,05-5,8), akarsu eğim-uzunluk (Hack) indisi (SL: 25-6094,44), hipsometrik eğri ve hipsometrik eğri integral (HI: 0,16-0,53) ve kaya dayanım parametreleri gibi morfometrik indislerin kantitatif ölçümü, fayın taban bloğunun 0,5 mm'den daha fazla bir hızla yükseldiğine ve fayın yüksek derecede aktif olarak değerlendirilebileceğine işaret etmektedir. Geometrik olarak üç segmentten oluşan GF üzerinde yapılan kinematik çalışmalara göre bölgede KKD-GGB yönündeki bir genişleme rejiminin denetiminde geliştiği, üç segmentin bağımsız olarak kırılması halinde Payamlı segmenti 6,12 büyüklüğünde, Gümüldür ana segmenti 6,45 büyüklüğünde, Ahmetbeyli segmenti ise 5,78 büyüklüğünde, tek segment olarak kırılması halinde ise magnitudü 6,81'e ulaşabilecek depremler üretebilecek potansiyeli olduğu söylenebilir. Bu nedenle Gümüldür Fayı'nın geçmiş dönem aktivitesini ortaya çıkartmak ve bölgedeki sismik tehlike düzeyini belirlemek için hendek tabanlı paleosismolojik çalışmalara ihtiyaç vardır.

Anahtar Kelimeler: Batı Anadolu, Gümüldür Fayı, kinematik analiz, morfometrik analiz.

Abstract: Kuşadası Bay, which is controlled by active normal faults, is located in an evolving graben in the west of the Western Anatolian Extension System. Gümüldür Fault (GF), which restricts Kuşadası Bay to the north, has approximately 30 km long, fragmented structure between Ürkmez and Ahmetbeyli. GF, which strikes N (50°-55°) W direction, forms a sharp morphological escarpment between Ürkmez and Ahmetbeyli starting from Paleozoic basement rocks to Quaternary alluvium units. The dip angle of the fault planes increases to the west (40°-85°SW), and the fault is a dip-slip active normal fault with convex structure and geometry toward the northeast. To unravel the Quaternary activity of Gümüldür Fault and the evaluation of the regional uplift, morphometric and kinematic analysis was performed for the first time on the fault that includes well-preserved geomorphological markers. Quantitative measurement of morphometric indices such as mountain front sinuosity (S_{mf} : 1.13-1.56), valley floor

* Yazışma / Correspondence: busra.yerli@ogr.deu.edu.tr

© 2021 JMO Her hakkı saklıdır/All rights reserved
<http://tjb.jmo.org.tr>
<http://dergipark.gov.tr/tjb>

width to height ratio (V_f : 0.10-1.00), percentage faceting L_f/L_s ($[L: 4.75-88.35, S: 0.12-9.30]$), asymmetry factor (AF : 19-78), basin shape geometry (B_s : 1.05-5.98), stream length gradient (Hack) index (SL : 25-6094.44), hypsometric curve and hypsometric integral (HI : 0.16-0.53) and rock strength and climate parameters indicate that the footwall of the GF has been uplifting toward the west with more than 0.5 mm per year. According to kinematic studies of the GF, which is geometrically composed of three parts, the region developed under the control of an extensional regime oriented NNE-SSW. If it is broken into separate segments, it has the potential to produce earthquakes with a magnitude of 6.12, 6.45 and 5.78, respectively. If considered as a single segment, it has the potential to produce earthquakes with a magnitude of 6.81 in Kuşadası Bay. For this reason, trench-based paleoseismological studies are needed to reveal the past activity of Gümüldür Fault and to determine the seismic hazard level in the region.

Keywords: Gümüldür Fault, kinematic analysis, morphometric analysis, Western Anatolia.

GİRİŞ

Fayların görelî aktivitelerinin ve kinematik karakterlerinin arazi çalışmalarıyla destekli olarak saptanmasında morfometrik analizlerin kullanımı dünyada oldukça yaygındır (El-hamdouni vd., 2008; Özkaymak vd., 2013; Radaideh ve Mosar, 2019; Rimando ve Schoenbohm, 2020). Faylanma sonucu gelişen üçgen yüzeyler, dağ cepheleri, aksel nehirler gibi jeomorfik belirteçler ve yükselme oranlarının hesaplanmasında kullanılan morfolojik evrim üzerindeki kantitatif ölçümler, tektonik olarak aktif, eğim atımlı normal fayların evrimini tanımlamak için kullanılır (Burbank ve Anderson, 2001; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Mayer, 1986; Schumm vd., 2000). Literatürde Kuşadası Körfezi yakınlarında Kuşadası Fay Zonu'na (KFZ) bağlı Yavansu ve Kalafat faylarında paleosismolojik çalışmalar yapılarak, fayların daha önce ürettiği depremler ve kayma hızları modellenmiştir (Mozafari vd., 2019). Ancak Kuşadası Körfezini denetleyen bu fayların üzerinde, (i) aktif tektonik karşısında vadilerin faylanmaya karşı tepkisini, (ii) birbirleriyle etkileşimlerini, (iii) erozyon ve aktif tektonik arasındaki ilişkiyle beraber morfolojik evrimini saptamak için daha önce morfometrik çalışmalar gerçekleştirilmemiştir. Batı Anadolu ölçeğinde de bu çalışmalar oldukça sınırlıdır. Bu sebeple, söz konusu çalışmada Gümüldür Fayı'nın (GF) kinematik özellikleri ve morfometrik özellikleri detaylı olarak çalışılıp, tektonizma ile erozyon arasındaki ilişkinin, diri faylarla denetlenen drenaj

havzalarının ve fayın görelî aktiflik derecesinin ortaya konulması için Kuşadası Körfezi'nin kuzeyi en uygun bölge olarak seçilmiştir. Detaylı arazi çalışmalarında 1/25000 ölçekli jeolojik haritalama, GF üzerindeki kinematik analiz çalışmaları ve morfometrik analizlerin (Hipsometrik İntegral (HI)-Hipsometrik Eğri (HC), Dağ önü çizgiselliği (S_{mf}), Vadi tabanı vadi yükseliği oranı (V_f), Dere boyu gradyan indeksi (SL-Hack), Asimetri faktörü (AF), Havza şekli analizi (B_s) ve üçgen yüzey oranları (L_f/L_s)) GF üzerinde değerlendirilmesi bu çalışmada ilk kez gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda izleyen bölümlerde, öncelikle GF'nin bölgesel jeoloji içindeki konumu özetlenecek, daha sonra bu çalışmada kullanılan yöntemler tanımlanacak, ardından çalışmada elde edilen bulgular verilerek ilgili literatür ışığında tartışılacak ve son bölümde, bu bulgulardan ulaşılan sonuçlara yer verilecektir.

JEOLJİK VE TEKTONİK ORTAM

Bölgesel Jeoloji

Gümüldür Fayı'nın da içinde bulunduğu Batı Anadolu Graben Sistemi (BAGS)'nin Afrika, Arabistan ve Avrasya levhalarının etkileşiminden dolayı Anadolu mikro kıtasının Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca neotektonik dönemde başlayan batıya doğru yanal olarak kaçışı sonucunda oluşmaya başladığı kabul edilmektedir (örn. Dewey ve Şengör, 1979; Barka ve Reilinger, 1997). Anadolu'nun batıya kaçışını engelleyen

Yunanistan'ın batısındaki kıtasal yükselimin ve Hellenik dalma batma zonunun, Batı Anadolu'nun saat yönünün tersi istikametinde GB'ya doğru hareket ederek şekil değiştirmesine neden olduğu bilinmektedir (McKenzie, 1972, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1985; Şengör, 1987; Jackson ve McKenzie, 1989; Seyitoğlu ve Scott, 1991) (Şekil 1a). Bu etkileşimin Batı Anadolu'da horst ve graben gibi morfolojilerin günümüzdeki şekillerini almasında kayda değer rolü bulunmaktadır (Taymaz vd., 1991; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1992; Altunel, 1999; Koçyiğit vd., 1999; Bozkurt, 2001; Sözbilir, 2001, 2002, 2005; Sözbilir vd., 2009; Özkaymak ve Sözbilir, 2012). Bu grabenlerden biri olan Kuşadası Körfezi batıdan doğrultu atımlı faylar, kuzey ve güneyden ise normal fay basamakları ile denetlenmektedir (Şekil 1). Kuşadası Körfezi'ni batıdan sınırlayan doğrultu atımlı fay Tuzla Fayı'nın deniz altındaki devamı olarak bilinir ve İzmir Balıkesir Transfer Zonu (İBTZ) içerisinde değerlendirilir (Uzel ve Sözbilir, 2008; Sözbilir vd., 2011; Uzel vd., 2013, 2015). Bununla birlikte, son yıllarda uydu görüntüleri kullanılarak faylara ait segment dağılımı yapılmış ve İBTZ'nin KAF'a bağlı günel kol olabileceğine dair yeni yaklaşımlar önerilmiştir (Seyitoğlu ve Esat, 2019). Söz konusu yaklaşıma ait ilk veriler Sözbilir vd. (2003) yılında sunulmuş, daha sonra Gümüldür Fayı'nın kuzeybatısında ve kuzeydoğusunda kalan, sırasıyla Cumaovası (Menderes) havzası ile Kocaçay Havzasının da KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı faylar ile D-B uzanımlı normal faylar kontrolünde geliştiği belirtilmiştir (Uzel ve Sözbilir 2008; Sözbilir vd., 2011). Bölgesel ölçekte bakıldığında İBTZ'nin Balıkesir-Gelenbe hattı boyunca güneybatıya doğru Gülbahçe, Seferihisar ve Tuzla Fayı'ndan oluşan bir zon olarak devam ettiği ve Samos ile İkeria adası arasından geçerek Orta Kiklad çizgiselliğine (Mid-Cycladic lineament) bağlandığı kabul edilmektedir (Uzel vd., 2013 ve 2015).

Gümüldür Fayı (GF)

GF Gümüldür ile Özdere arasında 15 km kadar haritalanabilen kuzeydoğuya doğru dışbükey geometriye sahip bir eğim atımlı normal fay olarak tanımlanmıştır (Emre vd., 2005). Emre vd., (2005) tarafından yaklaşık 300 metrelik atıma sahip olduğu belirtilen GF, Genç vd. (2001) tarafından Ortaköy fay zonu olarak tanımlanmıştır. Emre vd. (2005) tarafından yapılan çalışmada, Ortaköy-Özdere arasına rastlayan güney bölümünde fayın tek çizgi şeklinde uzandığı ve Menderes Masifine ait metamorfik kayaları kestiği, fayın Ortaköy yöresindeki bölümünde, fay düzlemine alüvyon yelpazelerinin yaslandığı ve bu yelpazelerin yüzeyinde taban blok yönünde geriye doğru yüzey çarpılmalarının geliştiği, Gümüldür-Ürkmez yöresinde ise, fayın Miyosen ve temel kayalar içerisinde izlendiği ve KD-GB uzanımlı fayları kestiği kayıt edilmiştir.

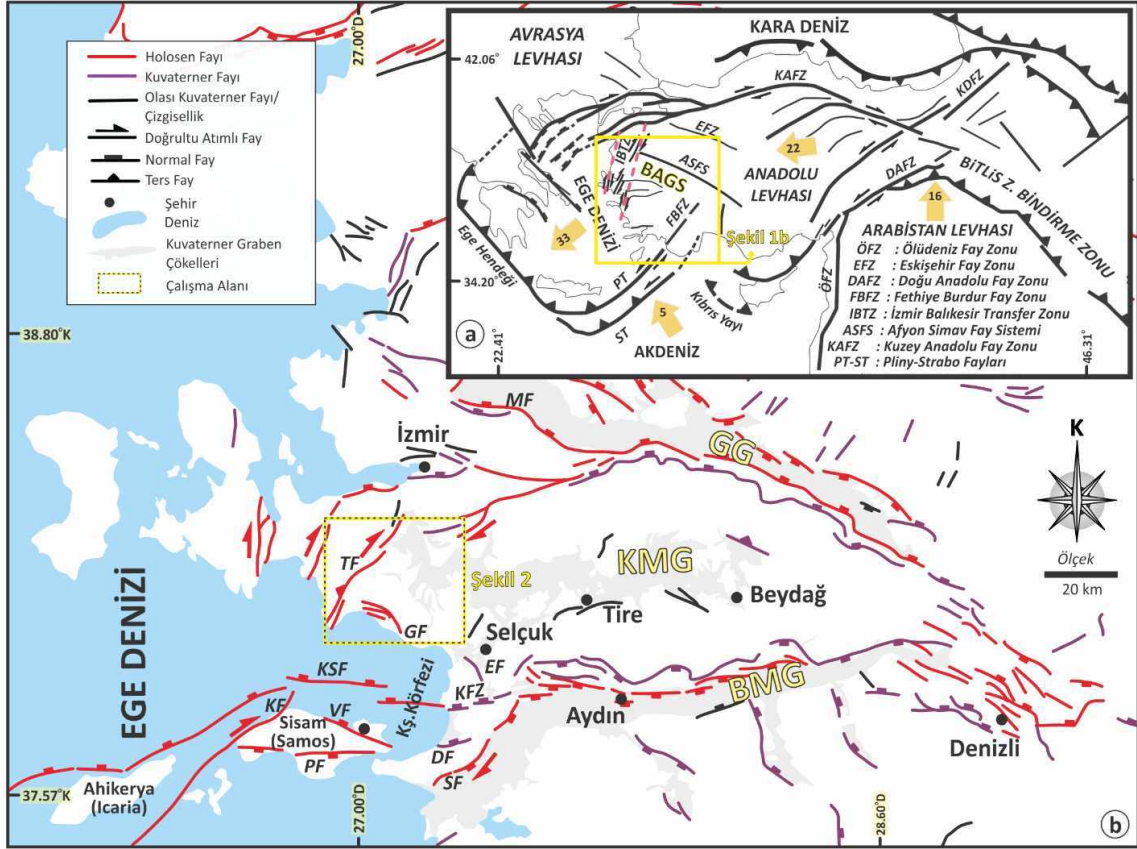
Bölgede Ocakoğlu vd. (2004)'in fay boyunca fayın doğrultusuna dik olarak atılmış KB-GD doğrultulu sismik yansıma kesitlerine bakıldığında, GF'nin doğu devamına koşut olacak şekilde gelişmiş denizaltı faylarının olduğu şeklinde değerlendirilmiştir. Ancak Ocakoğlu ve Demirbağ (2005), K-G doğrultulu sismik yansıma kesitlerde görülen, kabaca genişlemeye paralel, kıyıya yakın aktif normal fayları ikincil yapılar olarak haritalamışlardır. Aynı zamanda K-G, KD-GB ve KB-GD doğrultulardaki birincil fayları da doğrultu atımlı faylar olarak yorumlamışlardır.

Çalışma Alanının Stratigrafisi

Gümüldür Fayı orta ve doğu bölümlerinde Metamorfik ve fliş türü kaya birimlerini, batı bölümünde ise Neojen yaşlı tortul kayaları kesecek şekilde gelişmiştir. Fayın yükselen bloğunda geniş yüzlekler sunan metamorfik kayalar aplitik sil, dayk ve sigmoidal kuvarsit lensleri içeren mika- ve kalk-şistler, mermerler, meta-çörtler, serpantinler ve meta-volkanitlerden oluşmaktadır (Konak,

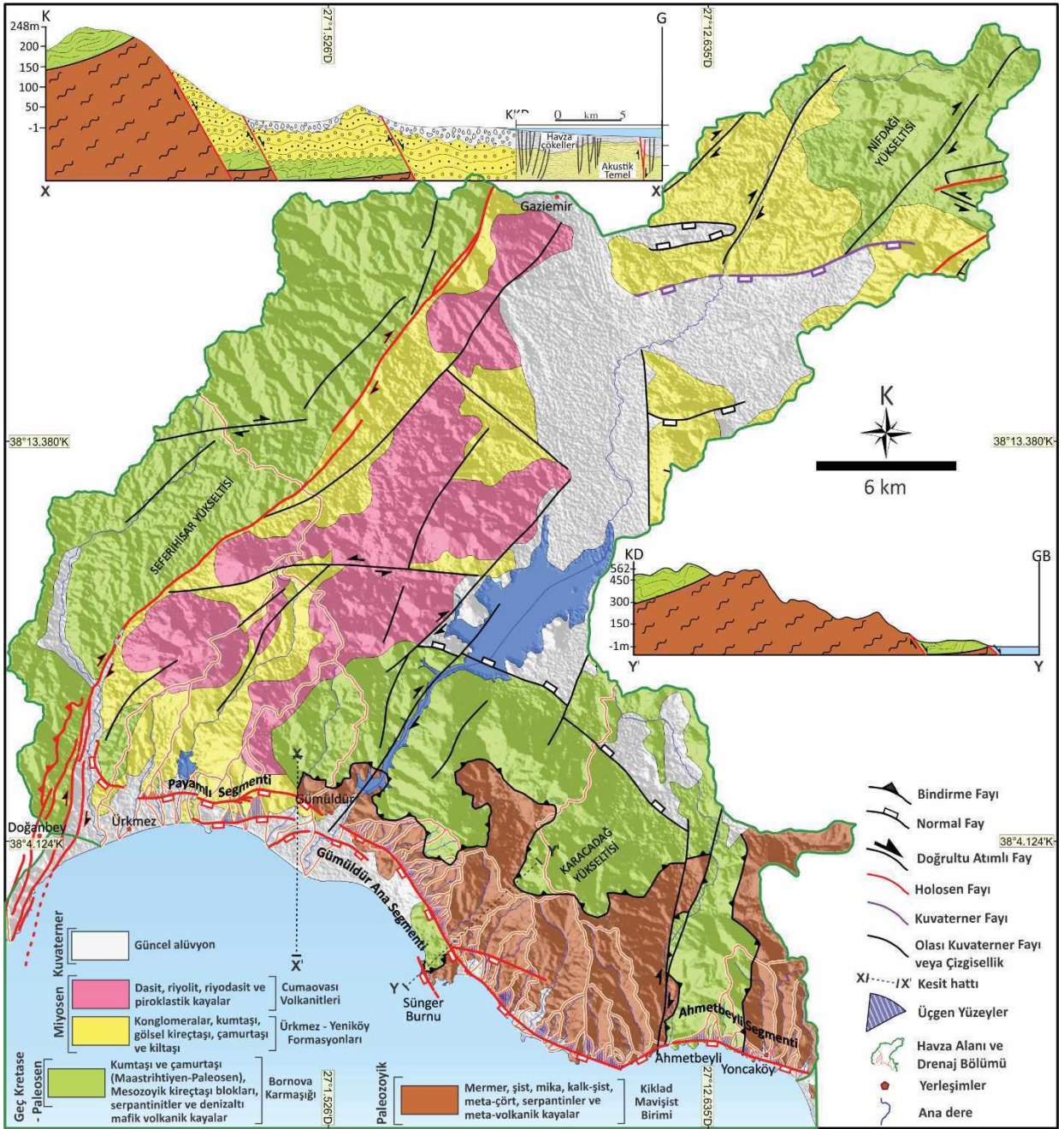
2002a ve 2002b). Literatürde yaygın olarak (örn. Ring vd., 2003) ve özellikle en yeni çalışmalara (örn. Çetinkaplan vd., 2020) bakıldığında bu kaya

topluluğunun, Kiklad Mavişist biriminin koherent serisine ait olduğu kabul edilmiştir (Şekil 2).



Şekil 1. a) Türkiye'deki ana neotektonik dönem yapılar. Sarı kalın oklar levha hareketlerinin yıllık levha hızını göstermektedir (Okay vd., 2000; Gürer vd., 2004; Uzel ve Sözbilir, 2008; Özkaymak vd., 2019'dan değiştirilerek). GPS vektör hızları Reilinger vd. (2006)'dan alınmıştır. **b)** Batı Anadolu ve Samos Adası neotektonik dönem yapıları ile çalışma alanını kapsayan diri fay haritası (Samos Adası'ndaki ve denizdeki faylar Lykousis vd., 1995, Mountrakis vd., 2003, Chamot-Rooke ve Dotmed Çalışma Grubu, 2005 ve Chatzipetros vd., 2013'ten, Türkiye'deki faylar Emre vd., 2011, 2018'den değiştirilerek alınmıştır). GG: Gediz Grabeni, KMG: Küçük Menderes Grabeni, BMG: Büyük Menderes Grabeni, GF: Gümüldür Fayı, TF: Tuzla Fayı, EF: Efesus Fayı, KFZ: Kuşadası Fay Zonu, DF: Davutlar Fayı, KSF: Kuzey Samos Fayı, KF: Karlovasi Fayı, VF: Vathy Fayı, PF: Pythagorion Fay Zonu, BAGS: Batı Anadolu Graben Sistemi.

Figure 1. a) The main neotectonic structures in Turkey. Yellow bold arrows indicate the annual speed of plate movements (Modified from Okay et al., 2000; Gürer et al., 2004; Uzel and Sözbilir, 2008; Özkaymak et al., 2019). GPS vector speeds are taken from Reilinger et al. (2006). **b)** Active fault map including the study area with neotectonic period structures in Western Anatolia and Samos Island (Samos Island faults were modified from Lykousis et al., 1995, Mountrakis et al., 2003, Chamot-Rooke and Dotmed Working Group, 2005 and Chatzipetros et al., 2013, faults in Turkey were modified from Emre et al., 2011, 2018). GG: Gediz Graben, KMG: Küçük Menderes Graben, BMG: Büyük Menderes Graben, GF: Gümüldür Fault, TF: Tuzla Fault, EF: Ephesus Fault, KFZ: Kuşadası Fault Zone, DF: Davutlar Fault, KSF: North Samos Fault, KF: Karlovasi Fault, VF: Vathy Fault, PF: Pythagorion Fault Zone, BAGS: West Anatolian Graben System.



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası (Konak, 2002a; 2002b; Uzel vd., 2013 ve Sümer, 2015'ten değiştirilerek) ve çalışmada kullanılan morfometrik indislerin bölge jeolojisi ve drenaj havzaları ile olan ilişkileri. X-X' kesitindeki sismik kesit Ocakoğlu vd. (2004)'ten değiştirilerek alınmıştır.

Figure 2. Geological map of the study area (modified from Konak, 2002a; 2002b; Uzel et al., 2013 and Sümer et al. 2015) and correlations of morphometric indices used in this study with regional geology and drainage basins. Seismic section along X-X' cross-section was modified from Ocakoğlu et al, (2004).

Bölgenin Seferihisar, Nifdağı ve Karacadağ yükseltilerinde yüzeyleyen Bornova Karmaşığı olarak da bilinen Bornova Fliş Zonu, Kiklad Mavişist birimi üzerinde tektonik bir dokanakra oturur. Geç Kretase'den Paleosen'e kadar çok düşük bir metamorfik dereceye sahip olan bu birim (Erdoğan, 1990; Okay ve Siyako, 1993; Okay ve Altın, 2007). Kireçtaşı blokları içeren kumtaşı-şeyl ardalanmalı filiş matriksten oluşur (Şekil 2).

Gümüldür Fayı'nın batı kısmında yüzlek veren Neojen yaşlı birimler Cumaovası havzası'na ait sedimanter ve volkanik kayalardan oluşur. Ürkmez Formasyonu olarak adlandırılan sedimanter birimler kahverengimsi-gri gölgesel kireçtaşları mercekleri içeren bordo yer yer gri/krem renkli çakıltaşı ve kumtaşı, çamurtaşı ardalanmasından oluşur (Uzel vd., 2013). Açık renkli marn, şeyl ve marnlı kalkerlerden, yer yer de bazı bölgelerde arakatmanlı ince taneli kumtaşları ve kilaşlarından oluşan kayaçlar ise Genç vd., (2001) tarafından Yeniköy Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Miyosen volkanik birimleri ise dasit, riyolit, riyodasit ve piroklastik kayaları ifade eden Cumaovası volkaniklerinden yapıldır (Uzel vd., 2013). Cumaovası volkaniklerinde yapılan yaşlandırma çalışmalarına göre, volkanikler (K/Ar) 12,5-9,0 my arasında değişen yaş aralığına sahiptir (Borsi vd., 1972; Özgenç, 1978; Genç vd., 2001). En genç birim olan Kuvaterner alüvyon ise, GF kontrollü Karacadağ yükseltisinin güney cephelerinde görülür.

Bölgenin Sismotektoniği

Batı Anadolu'da yapılan jeolojik ve sismolojik çalışmalar, İzmir ve çevresi özelinde KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı ve KB-GD, KD-GB ve D-B uzanımlı eğim/verev atımlı normal faylanmaların hâkim olduğunu göstermektedir. Kuzeyde Edremit'den güneyde Kuşadası'na kadar olan bu alan içerisinde Türkiye Diri Fay Haritası'na göre (Emre vd., 2013) Holosen Fayı/Kuvaterner Fayı ve Çizgisellik sınıfında değerlendirilen çok

sayıda fay bulunmaktadır. Kuzeyde Gediz Graben Sistemi (GGS) içerisindeki Manisa Fayı'ndan (MF) güneyde Söke Fayı'na (SF) kadar bu fayların uzunlukları 6 ile 50 km arasında ve üretebileceği maksimum momente ait depremler 6,05 ile 6,90 arasında değişmektedir (Emre vd., 2018).

Bunun yanında Gümüldür Fayı'nın güneyinde kalan Kuşadası Körfezi içinde ve kara alanında da diri fayların varlığı bilinmektedir. GF, Kuşadası grabeninin kuzey kenarının oluşumunda rol oynasa da bunun dışında bölgenin morfolojisini ve tektoniğini etkileyen diğer yapısal süreksizlikler Kuşadası Fayı (KFZ) Davutlar Fayı (DF), Tuzla Fayı (TF), KFZ, Kuzey Samos Fayı (KSF), Efes Fayı (EF) ve Vathy Fayı'dır (VF). KFZ Oyukdağının güneyini sınırlar ve batıda iki bölüte ayrılarak Kalafat ve Yavansu olarak adlandırılan normal fayları oluşturur. Mozafari vd. (2019)'e göre, Kalafat ve Yavansu faylarında Pleyistosen-Holosen aralığında Kalafat Fayı için 15 ile 3,6 bin yıl (by) arasında en az 3 adet paleosismolojik olay tanımlanmış ve bu olaylarla ilişkili düşey kayma hızlarının 0,1mm/y'dan düşük ve 1,5 mm/y arasında olabileceği ortaya konulmuştur. Aynı yazarlar, Yavansu fayı için ise 7,9 ile 2,0 by arasında en az 3 paleosismolojik olay tanımlanmış ve faya ait kayma hızının 0,1 mm/y'dan düşük ve 1,9 mm/y arasında değişebileceğini ileri sürmüşlerdir.

Yukarıda özetlenen hem deniz içerisindeki hem de karadaki bu aktif yapılar birlikte çalışarak tarihsel ve aletsel dönemde bölgede meydana gelen birçok büyük depreme kaynaklık etmişlerdir (Taymaz vd., 1991; Emre vd., 2005; Akyol vd., 2006; Zhu vd., 2006; Tan vd., 2008; Sözbilir vd., 2008, 2009; Özkaymak vd., 2011; Uzel vd., 2012).

Tarihsel dönem kataloglarından listelenen tarihsel dönem depremleri genellikle VII-X şiddet aralığındadır (Başarır Baştürk vd., 2017) (Şekil 3) (Çizelge 1). Episantrın Gümüldür Fayı'na yakınlığı düşünüldüğünde, MS. 1871 Ahmetbeyli ve MS. 1873 Samos depremleri dikkat çekicidir.

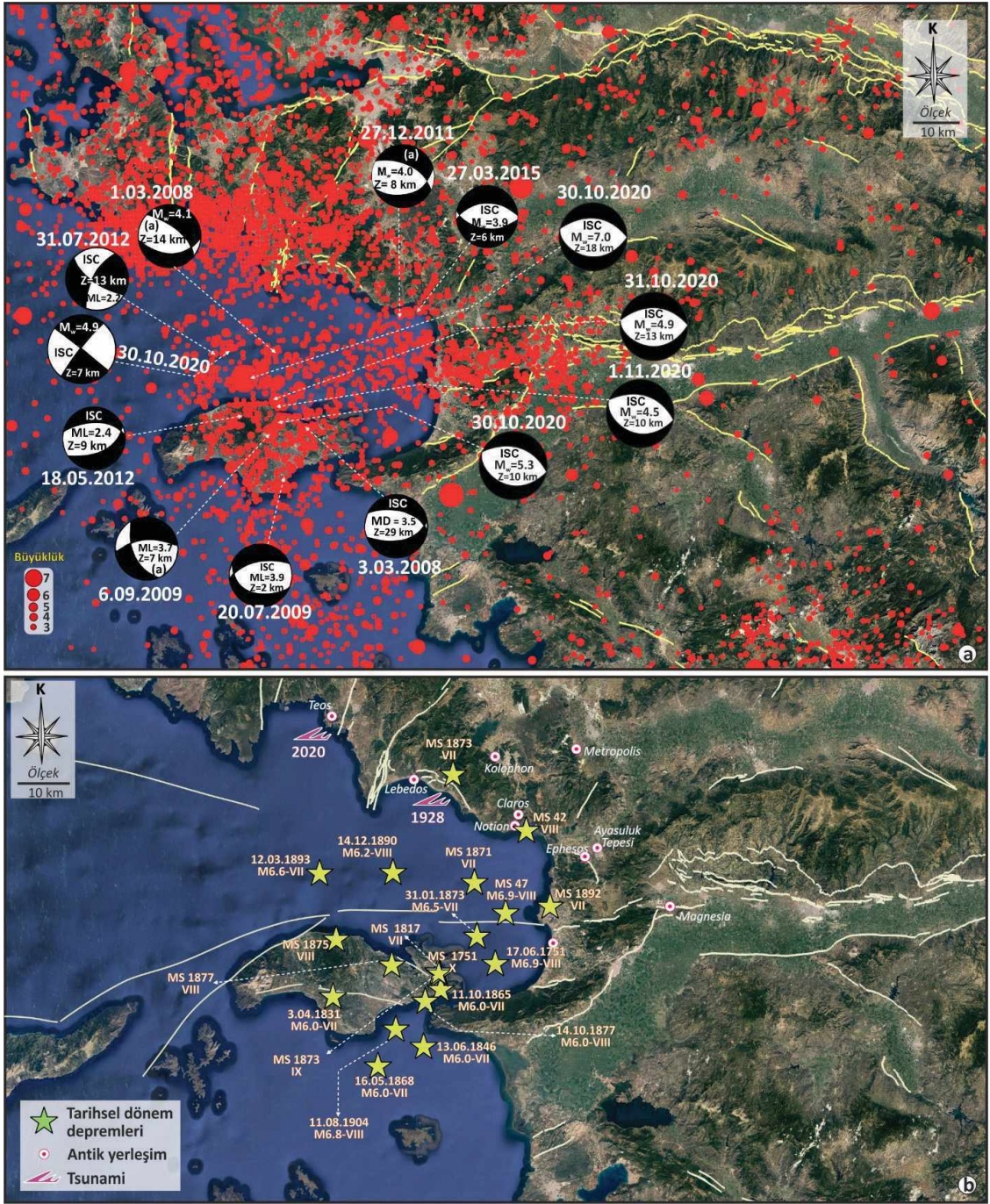
Taxeidis, (2003) tarafından bildirilen 1 Şubat 1873 depreminin merkez üssü, bugünün Tahtalı barajının mansap kısmında yer almaktadır. 7 Kasım 1871 Ahmetbeyli depremi için Ambraseys (2009), İzmir'de saat 14:44'te hissedildiğini ve 2 öncü deprem gerçekleştiğini tanımlamıştır. Ahmetbeyli'nin açıklarında yaşanan depremin yeri ve şiddeti Stucchi vd. (2013) tarafından belirlenmiştir. Odak noktalarına göre göre bu deprem KFZ ile de ilişkilendirilebilir çünkü MS 1876, 1888 ve 1892' yılları boyunca KFZ'nun ürettiği bildirilen tarihsel depremler kaydedilmiştir (Taxeidis, 2003; Ambraseys, 2009; Berberian ve Arshadi, 1976; Soysal vd., 1981).

Ayrıca Şekil 3'te alan içerisinde gösterilen İyonlular dönemi (MÖ. 1200-MÖ 400) ve Helenistik dönemine (MÖ 323-MÖ 146) ait antik yerleşim yerlerinin kalıntılarında da tarihsel dönem depremlerin izlerine rastlamak mümkündür. Ürkmez Köyü'nün (Kısık Köyü) yanı başındaki küçük bir tepenin üzerinde kurulan Lebedos antik kenti, İyon göçü sırasında Helenler tarafından fethedilen ilk Anadolu şehirlerinden biridir (Balaban Uğur, 2019) ve Gümlüdü Fayına oldukça yakın bir konumda, tavan bloğunda yer alır. Türkiye Sismotektonik Haritası Tarihsel Deprem Kataloğu Eklerine (Başarı Baştürk vd., 2017; Ek 3) göre Samos, Ege ve çoğunlukla İyonya bölgesinin büyük bir bölümünü etkileyen MS 47 depremi, daha önce eşi benzeri görülmemiş makrosismik boyutunda olan bir olay olarak yorumlanmıştır. Menderes'in Ahmetbeyli Köyü sınırları içinde yer alan Notion, MÖ 547/546'da Pers egemenliği altındayken, MÖ 334'te Büyük İskender'in eline geçmiştir. Kent, Helenistik dönemden kalma 4 km uzunluğunda bir surla çevrili olup, iki düz tepe üzerinde yer almıştır. Ahmetbeyli (Ales) Vadisinin taban düzlüğünde yer alan Klaros'ta Helenistik ile Roma dönemi kalıntıları mevcuttur. Aydın ve İzmir'de hissedilen, yaklaşık 150 evin hasar gördüğü 1875 depreminin ardından bir yıllık artçı sarsıntıların yaşandığı kayda geçmiştir. 14.12.1890 tarihinde yaşanan

depremin Ephesus'da 18.25'te 7 saniye sürdüğü, bu olayda 80 ev ve birçok Roma eserlerinin yıkıldığı kayıtlara geçmiştir (Başarı Baştürk vd., 2017; Ek 3). 19.10.1817 tarihli Samos Adası depreminin tanıklarına göre sabah 11 de yaşanan şokun ardından kuvvetli artçı depremlerin yaşandığı vurgulanmıştır.

Bu bölgede Uluslararası Sismoloji Merkezi (ISC) kayıtlarına geçen, 1900 ile 2020 yılları arasında moment büyüklüğü 2'den büyük 26 bini aşkın deprem, 3'ten büyük 7 bini aşkın deprem ve 4'ten büyük 600'ü aşkın aletsel dönem depremi kayıt altına almıştır. Kuşadası Körfezi içerisinde yoğunlaşan aletsel dönem depremlerin moment tensör çözümlerinin çoğu eğim atımlı normal faylanma ve bir kısmı da sağ yanal doğrultu atımlı faylanma karakterize eden bir görünüm sunar (Şekil 3a). Bu depremlere ait dış merkez noktalarının (episantr) dağılımları ve bunların körfez sınır fayları ile olan geometrik ilişkileri düşünüldüğünde, Kuşadası Körfezi çevresinde mikrosismik ve makrosismik etkinliğin aktif olduğu söylenebilir.

Son 20 yılda meydana gelmiş olan ve özellikle 30 Ekim 2020'de 6,6 büyüklüğünde (AFAD) gerçekleşen ana şok ile beraber 5,3, 4,9 ve 4,5 büyüklükleri ile art arda gelen artçı depremler, Kuşadası Körfezi'nin havza morfolojisinin gelişiminde sismik aktivitenin etkilerinin sürdüğünü göstermektedir (Şekil 3). Kuzey Samos Fayı üzerinde olduğu kabul edilen ana şok ve sonrasında meydana gelen artçı şoklar hem normal ve hem de doğrultu atımlı fayların birlikte kırıldığını göstermiştir. Altunel ve Pınar (2021) ana şoku oluşturan D-B uzanımlı Samos Fayı'nın sağ yanal bir transfer fayı ile karadaki Efes Fayı'na bağlanabileceğini iddia etmişlerdir. Ancak, önceki çalışmalar Kuzey Samos Fayı'nın Kuşadası Fay Zonu'na bağlanabileceğini belirtmektedir (Chamot-Rooke N. ve Dotmed Çalışma Grubu, 2005) (Şekil 1b).



Şekil 3. Batı Anadolu ve Sisam adası çevresinin aletsel depremleri. **a)** Sisam Adası ve yakın çevresinde meydana gelen tarihsel depremlerin ve tsunamilerin Google Earth üzerindeki dağılımı. **b)** 1900-2020 yılları arasındaki aletsel dönem depremleri Tan vd. (2014) ((a) ile belirtilen) ve ISC, 2020'den alınmıştır. Türkiye içerisinde sarı renklerde görülen faylar Emre vd. (2018)'den, Sisam adası ve kuzeyinde görülen faylar ise Chamot-Rooke ve Dotmed Çalışma Grubu, (2005); Pavlides ve diğ. (2009); Chazitrepetros vd. (2013)'den, Tsunami verileri, Sözbilir vd., (2020) ve Necmioğlu (2014)'ten, tarihsel dönem deprem bilgileri Taxeidis, (2003), Ambraseys (2009) ve Stucchi vd. (2013)'ten alınmıştır.

Figure 3. Instrumental earthquakes in Western Anatolia and Samos Island. **a)** Distribution on Google Earth of historical earthquakes and tsunamis that occurred on Samos Island and vicinity. **b)** Instrumental earthquakes between 1900-2020 are taken from ISC, 2020. Faults seen in yellow in Turkey are taken from Emre et al. (2018), Faults seen on Samos island and the north are taken from Chamot-Rooke et al., (2005); Pavlides et al., (2009); Chazitrepitos et al. (2013), Tsunami data are taken from Sözbilir et al., (2020) and Necmioğlu (2014), historical earthquake information from Taxeidis, (2003), Ambraseys (2009) and Stucchi et al. (2013).

Çizelge 1. Kuşadası Körfezi ve çevresindeki 20 tarihsel dönem depremine ait zamanı ve yarattığı şiddeti gösterir tablo (Taxeidis, (2003), Ambraseys (2009) ve Stucchi vd. (2013)'ten alınmıştır).

Table 1. Date and intensity of 20 historical period earthquakes in Kuşadası Bay and surroundings (Taxeidis, (2003), Ambraseys (2009) and Stucchi et al. (2013)).

Tarihsel Dönem Depremleri	
Tarih	Şiddet
MS 42	VIII
MS 47	VIII
17.06.1751	VIII
MS 1751	X
MS 1817	VII
03.04.1831	VII
13.06.1846	VII
11.10.1865	VII
16.05.1868	VII
MS 1871	VII
31.01.1873	VII
MS 1873	VII
MS 1873	IX
MS 1875	VIII
14.10.1877	VIII
MS 1877	VIII
14.12.1890	VIII
MS 1892	VII
12.03.1893	VII
11.08.1904	VIII

Deprem Planlama ve Koruma Kuruluşu tarafından Yunanistan Neotektonik Haritası Sisam (Samos) paftasında olası aktif fay olarak

sınıflandırılan VF'nin üretebileceği en büyük deprem moment magnitudü (M_w) 6,3'tür (Chatzipetros vd., 2013). VF için yükselim hızının sabit ve yaklaşık 1500 yılda yaklaşık 1 m olduğu belirlenmiştir (Stiros vd., 2000). Kuşadası grabeni gelişiminde önemli rol oynayan KSF, 1000m'den fazla derinliklerdeki adanın kendisinden ve Samos depresyonundan oluşan iki farklı jeomorfolojik bölgeyi açıkça tanımlayan çok dik bir denizaltı yamacını açıklar, üretebileceği maksimum deprem moment magnitudü (M_w) ise 6,8'dir (Chatzipetros vd., 2013). Ege Denizi'nin bölgesel KKD-GGB gidişli genişlemesinin bir sonucu olarak bölgede yeni D-B doğrultulu faylar oluşurken, daha eski KB-GD ve KD-GB gidişli fayların da doğrultu atımlı faylar olarak yeniden aktif olduğu kabul edilmektedir (Mountrakis vd., 2003).

YÖNTEM

Aktif tektonik ve yüzeysel süreçler arasındaki etkileşim, faylar boyunca ölçülebilir jeomorfolojik belirteçlerin oluşumuna neden olmaktadır (Keller, 1986; Mayer, 1986). Özellikle eğim atımlı normal faylar boyunca oluşabilen ve fay tanıma ölçütleri olarak kullanılabilen jeomorfolojik belirteçler; drenaj (akaçlama) havzası, ütüaltı yapısı (üçgen yüzeyler-fay sarplığı), alüvyal yelpaze (birikinti konisi), dağ önü çizgiselliği, aksenel nehir ve eski dağ cepheleri şeklindedir. Bu ölçütlere sahip olan Gümüldür Fayı taban bloğunda 56 adet drenaj havzasından oluşan ağ, 1997 yılına ait 1/25000 ölçekli topografya haritaları (Harita Genel Komutanlığı) ve bu haritalara dayalı sayısal yükseklik modeli (DEM) kullanılarak belirlenmiş, aynı zamanda 30m çözünürlüklü Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) haritaları kullanılmıştır. Gümüldür Fayına ait swath topografik profil karmaşık yerçekillerini incelemek için kullanılmıştır. Ortalama, minimum ve maksimum gibi istatistiksel parametrelerin saptanmasında kullanılan swath topografik profilleri, en uygun indis setinin seçilmesine ve indis hesaplamasında yardımcıdır (Zimmermann vd., 2016). Morfometrik analizler, MATLAB®

programında Topotoolbox 2 kodları (Schwanghart ve Kuhn, 2010), ve ArcGIS 10.2 programı, kinematik analizler için FaultKin 8.1 yazılımı ve tüm şekillerin görselleştirilmesinde ise CorelDraw® 2020 programı kullanılmıştır. Belirlenen drenaj ağında havzalar, batıda 1'den başlayıp doğuya doğru 56'da bitecek şekilde numaralandırılmıştır. Dağ önlerinin, fayın taban bloğunun hızlı yükselimi sonucu gelişen ve normal faylanmanın jeomorfolojik bir göstergesi olan, orta-iyi derecede korunmuş üçgen ve trapezoidal yüzeyler büyüklüklerine göre küçük ve belirgin büyüklükte olmak üzere iki grupta incelenmiştir. Küçük üçgen yüzeyler için buldukları dağ cephelerine göre bakılırken, belirgin büyüklükteki üçgen yüzeyler D2-D3 ve D4-D5 dağ cephelerini kapsadığından birlikte değerlendirilmiştir. Aktif yükselime maruz kalan alanların tektonik jeomorfoloji özelliklerini gösteren kaya dayanım parametreleri, üçgen yüzey yüzdesi (%) (Wells vd., 1988), havza şekli geometrisi (B_s) (Cannon, 1976), dağ önü cephesi eğriliği (S_{mf}) (Bull ve McFadden, 1977), vadi taban genişliği-yüksekliği oranı (V_p) (Bull ve McFadden, 1977), akarsu eğim-uzunluk indisi (SL) (Hack, 1973), asimetri faktörü (AF) (Hare ve Gardner, 1985) ve hipsometrik eğri-hipsometrik integral (HI) (Keller ve Pinter, 2002) analizleri Gümüldür Fayı'nın tektonik aktivitesini değerlendirmek için ilk kez kullanılmıştır. İndislerin tanımlamaları ayrıntılı olarak anlatılmış ve özet bilgileri Çizelge 2'de sunulmuştur.

Vadi Taban Genişliği-Yüksekliği Oranı (V_p)

Vadilerin oluşumunun ve gelişiminin tektonik ile ilişkisini ölçmek için $V_f = -2 V_{fw} / (E_{ld} - E_{sc}) - (E_{rd} - E_{sc})$ denklemi kullanılmıştır. Burada V_{fw} , vadi tabanı genişliği, Eld ve Erd, sırasıyla sol ve sağ vadi yamacı yükseklikleri, Esc ise vadi tabanı yüksekliğidir (Çizelge 2). Vf indisi her bir vadi için dağ cephesinden belirli bir uzaklıkta hesaplanır. Bu uzaklıklar yapılmış birçok çalışmada havzaların büyüklüklerine göre değişkenlik göstermektedir (Ramírez-Herrera, 1998; Bull, 2007; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Softa vd., 2018). Genelde

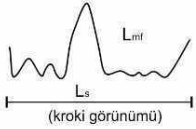
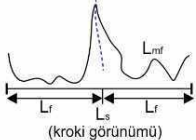
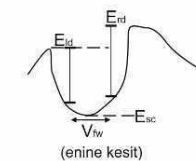
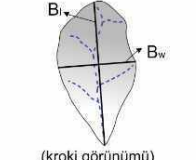
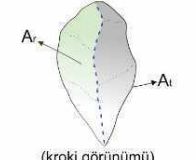
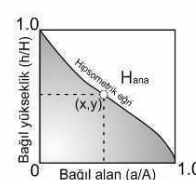
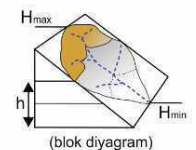
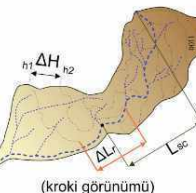
küçük ölçekli havzalarda 100-250 m arası, büyük havzalarda ise 500 m-1 km arası uzaklıklar kullanılmaktadır (Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Eski vd., 2020). Ancak bölgede alüvyon kalınlığının miktarı ve havza bitimine en yakın yükselti de göz önüne alındığında büyük ölçekli havzalar için bu uzaklık yaklaşık 3 km alınmıştır. Khalifa vd. (2018) gibi benzer çalışmalarda da bu uzaklık 1 ile 3 km aralığında hesaplanmıştır. Havza boyutu, kaya tipi aşınabilirliği ve yükselme oranının azalmasıyla vadi tabanı genişliği artar (Bull, 2007), bu da genelde U şekilli vadi oluşumlarını yani düşük yükselme hızını ifade eder. Düşük Vf değerleri ise aktif tektoniğin V şekilli vadilerin oluşumunda ve gelişiminde etkili bir rolü olduğunu gösterir (Keller ve Pinter, 2002).

Dağ Önü Sinüslüğü (S_{mf})

Faylar tarafından kontrol edilen dağ cephelerinin morfometrik ifadesi $S_{mf} = L_{mf} / L_s$ denklemi ile ifade edilir (Bull, 1977). L_{mf} dağ eteği ve alüvyal yelpaze arası gömülme sınırı uzunluğunu, L_s ise dağ cephesinin düz veya geniş kavisli bölümünün uzunluğunu ifade eder (Bull, 2007). Erozyon ve tektonik aktivitenin bir göstergesi olan S_{mf} indisi, bölgedeki yükselime bağlı olarak dağ önü çizgiselliğinin farklı doğrultulara olan değişimi gösterir (Rockwell vd., 1984). Bu değişim, erozyon süreçleri ve tektonik aktivite ile birlikte çalıştığında, dağ cephelerinin oluşturduğu daha geniş ve daha sinus eğrisi şeklindeki çizgisellikler (Bull ve McFadden, 1977). Bu çizgiselliğe dereler arasındaki mesafeler de etki eder, mesafe kısa ise eğrisellik fazladır (Bull, 2007). S_{mf} genelde 3'ten küçüktür, 1'e yakın değerler alması ise doğrudan fayın etkisiyle meydana gelen genç bir morfolojiyi işaret eder. Keller (1986), Pérez-Peña vd., (2010), Silva vd., (2003), Rockwell vd., (1984) ve Bull (2008) gibi araştırmacılar, S_{mf} morfometrik indisi için bir sınır değer (1,40) belirlemişlerdir. Düşük ve orta dereceli S_{mf} değerlerine sahip dağ cepheleri bölgenin yüksek tektonik aktivitenin etkisinde kaldığını gösterir (Keller ve Pinter, 2002; Perez-Pena vd., 2010; Daxberger ve Riller, 2015).

Çizelge 2. Çalışma alanındaki tektonik yer şekli analizinde kullanılan morfometrik parametreler (Wells vd., 1988 ve Ramirez-Herrera, 1998'den değiştirilerek).

Table 2. Morphometric parameters used for tectonic landform analysis in the study area (modified from Wells et al. 1988 and Ramirez-Herrera, 1998).

Morfometrik Parametreler	Matematiksel Bağntı	Ölçüm Prosedürü	Açıklama	Kaynak
S_{mf} , Dağ önü Sinüslüğü	$S_{mf} = L_{mf} / L_s$		L_{mf} dağ veya alüvyal yelpaze arası gömülme uzunluğu, L_s dağ önünün düz veya geniş kavslü bölümünün uzunluğudur. Tektonik olarak aktif bölgeler genellikle düşük S_{mf} oranlarına (1-1.5) sahiptir. S_{mf} değerleri > 3 olduğunda, bölgenin erozyonel süreçlerden etkilenmesi söz konusudur	Bull ve McFadden, 1977; Keller, 1986; Keller ve Pinter, 2002; Silva ve diğ., 2003; Pérez-Peña ve diğ., 2010
Üçgen Yüzey Oranı (%) L_f / L_s			Yüzeylerin toplam uzunluklarının (L_f) dağ cephelerinin toplam uzunluklarına (L_s) oranını kullanarak iyi tanımlanmış üçgen kenarlı dağ cephelerini ifade eder. Tektonik olarak aktif cepheler, eğimli yüzeylerin tabanı boyunca tekrarlanan faylanma ile üretilmiş ve/veya korunmuş, farkedilebilir derecede büyük yüzeyler gösterir.	Wells ve diğ., 1988; Ramirez-Herrera, 1998
V_f , Vadi Tabanı Genişliği-Yüksekliği Oranı	$V_f = 2V_w / [(E_{sc} - E_{sc}) + (E_{sc} - E_{sc})]$		Vadi tabanı genişliğinin vadi tabanı yüksekliği ve vadi yamaçlarının yükseklikleriyle ilişkili bağntısıdır. İndis, vadi şekillerinin değerlere göre değişimini sunar. Düşük V_f değerleri tektonizma etkisiyle oluşan V şeklinli vadileri ifade eder.	Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002
B_s , Havza Şekli Geometrisi	$B_s = B_i / B_w$		Havza geometrisi indisi, bir drenaj havzasının uzunlupunun maksimum genişliğine oranı olarak tanımlanır. B_i ana akarsu uzunluğu ve B_w , havzanın en geniş noktaları arasında ki mesafedir. Nispeten daha yüksek tektonizmaya sahip bölgelerde uzunlaşma havzalar gelişir.	Bull ve McFadden, 1977; Ramirez-Herrera, 1998
A_r , Asimetri Faktörü	$AF = 100(A_r / A_t)$		Bir drenaj havzasında ki ana akarsu çizgisinin akış yönüne göre sağ tarafında ki alanın (A_r), havzanın toplam alanına (A_t) oranı olarak kullanılan indis, tektonik eğimlenmeyi ortaya çıkartmak için kullanılır.	Hare ve Gardner, 1985; Keller ve Pinter, 2002
HI, Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral	$x = a / A$ $y = h / H$		Bir alan boyunca yüksekliklerin dağılımını açıklar. Konveks hipsometrik eğriler nispeten 'genç' az aşınmış bölgeleri, S şeklindeki eğriler orta derece aşınmış olan bölgeleri ve konkav eğriler nispeten 'yaşlı' yüksek derecede aşınmış bölgeleri karakterize eder.	Strahler, 1952; Keller ve Pinter, 2002
SL, Akarsu Eğri-Uzunluk İndisi	$SL = (\Delta H / \Delta L_r) L_{sc}$		Drenaj havzasının yükseklik dağılımı olarak bilinir ve hipsometrik eğri altında kalan alan olarak tanımlanır. Yüksek HI değerleri, genel topoğrafyanın ortalamadan daha yüksek olduğunu gösterir. Orta (düz veya S-şekilli eğriler) ve düşük (içbükey eğriler) değerler, daha eşit ayrılmış drenaj havzaları ile ilişkilidir.	Hack, 1973; Keller ve Pinter, 2002
			İndis bölgenin ve kaya türlerinin etkisi ile ilişkili olduğundan, farklı kaya dayanımında ki seviyeler çok düşük, orta ve çok yüksek olarak sınıflandırılır. ΔH iki eş yükselti çizgisi arasındaki farktır, ΔL_r iki eş yükselti arasında kalan ana akarsu çizgisi uzunluğudur ve L_{sc} , havza bölmesinden girişin orta noktasına kadar olan yatay uzunluktur.	

Üçgen Yüzey Oranı (L_f/L_s)

Tektonik olarak kontrol edilen dağ cepheleri ve farklı üçgen yüzeyler, fay zonu boyunca tipik olarak tavan bloğunun çökmesine ve taban bloğunun hızla yükselmesine neden olup, çeşitli tektonik ortamlarda taban seviyesindeki ve yüzeydeki düşüş nedeniyle oluşurlar (Burbank ve Anderson, 2001; Bull, 2007). Üçgen yüzey oranı, kümülatif uzunluktaki yüzeylerin toplam dağ önü cephelerinin uzunluğuna oranıdır ve belirlenen yüzeylerle çalışılan dağ cephelerinin yüzdesel ilişkisini açıklar (Wells vd., 1988). Dağ cephesi boyunca her bir yüzey için yüzeylenme oranı (L_f / L_s) fay boyunca yüzdesi alınarak hesaplanır. Burada L_s toplam dağ cephesi uzunluğu, L_f ise yüzeylerin toplam uzunluklarıdır (Çizelge 2). Küçük ve belirgin büyüklükteki yüzeyler ayrı anlam taşıyacağından ayrıca değerlendirilmesi daha uygun görülmektedir.

Asimetri Faktörü (AF)

Akarsu havzalarında drenajın simetrisi ve asimetrisi, havzayı denetleyen aktif tektonik deformasyonların tanımlanmasında yaygın olarak kullanılmaktadır (Hare ve Gardner, 1985; Cox, 1994). Asimetri Faktörü (AF) değerleri, az eğimli veya eğimli olmayan simetrik havzalarda ya da sabit koşullar altında 50'ye yakındır ve drenaj havzalarının eğimindeki ortalama akış yönünün değişimine duyarlıdır (Hare ve Gardner, 1985; Keller ve Pinter, 2002; El Hamdouni vd., 2008). Bununla birlikte, bu indisin 50'den büyük veya daha küçük değerleri, aktif tektonik veya litolojik özellikler nedeniyle hesaplanabilir ve havzada asimetrik sonuçlar elde edilebilir (Bagha vd., 2014). Bu kapsamda $AF = (A_r / A_t) * 100$ formülü, drenaj havzaları ile tektonik etki arasındaki ilişkinin sayısal tespitlerinden biri olarak kullanılmıştır (Çizelge 2). Mutlak AF değerlerini, asimetri yönünü gösteren renklere ayırarak havza numaralarında sınıflandırdığımızda (i) $45 \leq AF \leq 55$ (simetrik havzalar, numaralarda açık yeşil gösterilmiştir); (ii) $AF > 55$ (numaralarda

mavi, asimetrik batı-kuzeybatıya doğru eğimli havzalar); ve (iii) $AF < 45$ (numaralarda pembe gösterilen asimetrik doğu-güneydoğu yönüne eğimli havzalar) şeklindedir.

Havza Şekli Geometrisi (B_s)

Geometrik yapılarına bakılarak yapılan sınıflandırmaya göre drenaj havzaları, uzunlamasına ve dairesel drenaj havzaları olmak üzere iki gruba ayrılır (Burbank ve Anderson, 2000). Uzunlamasına drenaj havzaları hızlı deformasyonu, dairesel olanlar ise yavaş deformasyonu gösterir. Tektonik olarak aktif bir dağ cephesindeki drenaj havzaları tipik olarak uzunlamasına ve havza şekilleri, yükselimin bitişinden sonra zamanla giderek daha dairesel hale gelir (Bull ve McFadden, 1977). Bu çalışmada her havzanın planimetrik şekli, aynı havzanın uzunluğunun maksimum genişliğine oranı ($B_s = B_l / B_w$) (Cannon, 1976; Ramírez-Herrera, 1998) ile açıklanmaktadır (Çizelge 2). İndis, yüksek B_s değerlerine sahip uzun havzalar ile düşük değerlere sahip daha dairesel havzalar arasındaki farkları yansıtır (Ramírez-Herrera, 1998).

Akarsu Eğim – Uzunluk (Hack) İndisi (SL)

Kaya dayanımına ve aktif tektonik işlemlere verilen yanıtın sayısal ifadesi için $SL = (\Delta h / \Delta L) * I$ ifadesi kullanılmıştır. $\Delta h / \Delta L$, kanal veya vadinin yüksekliği ile uzunluğu arasındaki oranı, I drenaj alanının orta noktasına kadar olan bölümün uzunluğunu ifade eder (Hack, 1973). SL indisi, incelenen bölgenin nispi aktivite derecesini belirlemek için en yaygın kullanılan yöntemlerden biridir (Alipoor vd., 2011; Keller ve Pinter, 2002; Troiani ve Della Seta, 2008). Kanal eğimine oldukça duyarlı olan SL indisi tektonik aktivite, kaya dayanımı ve topografya ile ilgili verileri belirlemede önemlidir (Tüysüz, 2002). SL değerleri tektonik aktiviteye maruz kalan ana akım kolları boyunca her 50 metrede bir hesaplanmış ve bunların boyuna nehir profilleri çıkartılmıştır.

Kaya Dayanım Parametreleri

Kaya türlerinin aşınmaya karşı dayanımları morfometrik indislerde değişimlere yol açabilmektedir (Topal, 2019b). Bu kapsamda çalışma alanındaki kaya gruplarına ve saha çalışmalarına göre, taban ve tavan bloklardaki kaya grupları, fayların dağ cephelerinde aktif olduğu düşünülen bölgeler boyunca hava şartlarına, akarsu ve deniz erozyonuna dayanım dereceleri dikkate alınarak değerlendirilmiştir. Alipoor vd. (2011), El Hamdouni vd. (2008), Softa vd. (2018) tarafından benzer olarak yapılan çalışmalar gibi kaya dayanımını standartlaştırmak için Selby (1980) sınıflandırması kullanılmıştır.

Hipsometrik İndis ve Hipsometrik İntegral (HI)

Hipsometrik eğri ve hipsometrik integral (HI), drenaj havzasının tektonik, iklimsel ve litolojik faktörleri ile kontrol edilebilmesini açıklar (Hurtez vd., 1999; Willgoose ve Hancock, 1998). Drenaj havzalarının şekli ve yükseklikleri hipsometrik eğriyi etkilemez, dolayısıyla bu indis kullanılarak farklı büyüklükteki havzalar kolayca karşılaştırılabilir (Keller ve Pinter, 2002; Strahler, 1952). Havzanın bağıl alanı ve bağıl yüksekliğinin fonksiyonu olarak oluşan hipsometrik eğriler dışbükey, içbükey ve S-şekilli veya düz eğriler olarak gruplandırılmıştır. Teorikte, hipsometrik eğrilerinin içbükey ve S şeklinde veya düz olması düşük HI değerlerini, dışbükey eğri göstermesi de tektonik aktivite sırasında gelişen drenaj havzalarını temsil etmektedir (Strahler, 1952; Willgoose ve Hancock, 1998). Hipsometrik eğri altında kalan alan olarak tanımlanan hipsometrik integral, $HI = (h_{ort} - h_{min}) / (h_{mak} - h_{min})$ denklemi ile sayısallaştırılır (Keller ve Pinter, 2002). Değerler 0 ile 1 arasında analiz edilmiştir ve 1'e yakın değerler aktif tektonikle ilişkili genç havzaları, 0'a yaklaşan değerler ise durağan, yaşlı ve aşınmış havzaları ifade eder.

Arazi Çalışmaları

Bölgede incelenen Gümüldür Fayı'nın Kuvaterner'deki aktivitesini saptamak ve bölgesel yükselimin hızına dair yaklaşımda bulunmak için tektonik ve jeomorfolojik çalışmalar, arazi çalışmalarıyla birlikte gerçekleştirilmiştir. Bölgedeki deformasyonun anlaşılabilmesi için fayın ve fay basamaklarının kestiği tüm kaya birimleri incelenmiş, fay zonunda görülen deformasyonunun biçimi, fay düzlemlerinin doğrultu, eğim yönü ve eğim açısı gibi parametreleri ile birlikte kayma çizgilerinin yan yatım açısı ve türü, kesme-kesilme ilişkileri gibi stratigrafik ve yapısal gözlemler tespit edilerek açıklanmıştır. Saptanan kinematik verilerin Angelier (1984) tarafından geliştirilen bir sayısal metod ile fay kinematiği analizi yapmak mümkündür. Bu kapsamda, gerilme eksenlerinin yönelimi ile ilgili düzenlemeler fayın taban bloğuna göre tavan bloğunun, birim vektörel hareketi göz önünde bulundurularak yapılmıştır (Wallace, 1951; Bott, 1959). Kullanılan gerilme üç eksenlidir ve tüm ana gerilme büyüklükleri farklıdır, fay yönelimleri σ_2 yönlerine paralel gelişme ve Anderson mekanizmasına yaklaşıma eğilimindedirler (Anderson, 1951).

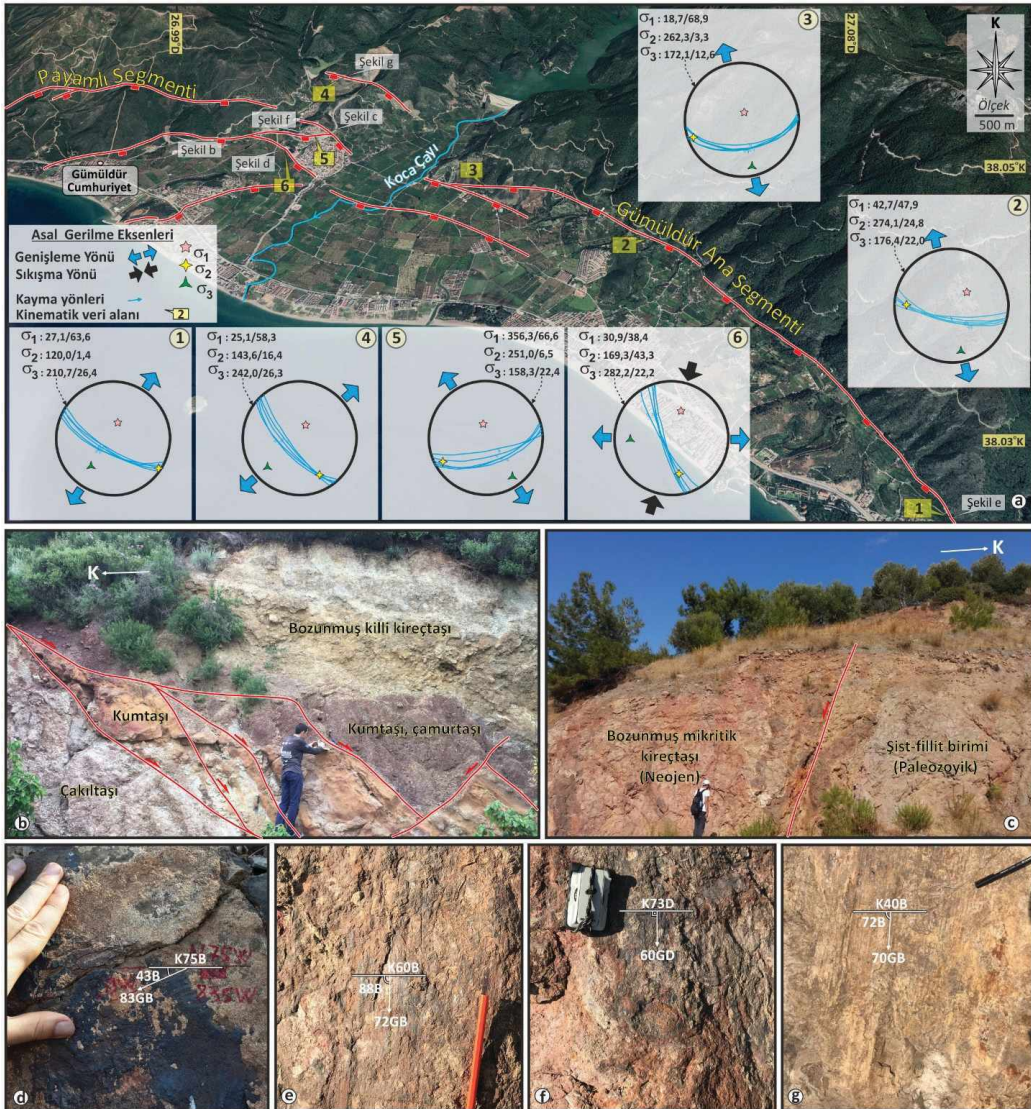
BULGULAR

Arazi Verileri

Gümüldür Fayı düzlemlerinde birbirinden farklı kinematik veri barındırmakta ve fay zonlarında fay kayaları ve hidrotermal alterasyonlar belirgin olarak izlenebilmektedir (Şekil 4). Payamlı ile Yoncaköy beldeleri arasında parçalı bir yapı sunan ve 30 km toplam uzunluğuna sahip eğim atımlı bir normal fay olan Gümüldür Fayı (GF), Ürkmez Formasyonu'nun çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşı birimlerini ve Ürkmez Formasyonu'nun Neojen gölsel kireçtaşı mercekleri ile Kiklad Mavişist biriminin mika-şist birimi arasında sınır oluşturur (Şekil 4b ve c). Fay düzlemlerine ait doğrultu

değerleri $K40^{\circ}B$ ile $K75^{\circ}B$ arasında değişir (Şekil 4d). Fay düzlemlerinin eğimi 60° ile 83° GB arasında değişim sunar ve batıya doğru eğim açılarının dereceleri düzensiz olarak artış gösterir. Gümüldür Fayı, Payamlı ile Gümüldür arasında (Payamlı segmenti), Gümüldür ile Ahmetbeyli arasında (Gümüldür ana segmenti) ve Ahmetbeyli ile Yoncaköy (Ahmetbeyli segmenti) arasında olmak üzere 9 km, 16 km ve 5 km uzunluğunda

geometrik olarak üç farklı parçadan oluşur. Arazi çalışmalarında üç segmentin de fay düzlemleri içerdiği ve segmentlerin denetlediği jeomorfolojik yapılar yerinde saptanmıştır. Ahmetbeyli segmenti boyunca gözlenen fay düzlemleri üzerinde güvenilir kinematik göstergelere rastlanılmadığı için Gümüldür ana segmenti ve Payamlı segmenti üzerindeki kinematik verileri bu çalışmada kullanılmıştır.



Şekil 4. Gümüldür Fayı'nda ölçülen kinematik analiz tensörleri ve lokasyonlarını gösteren Google Earth görüntüsü (a) ve çalışma alanındaki normal fayların arazi fotoğrafları (b-g).

Figure 4. Google Earth image. a) showing kinematic analysis tensors measured on the Gümüldür Fault and locations and field photographs (b-g) of normal faults in the study area.

Tektonik gerilmelere bağlı olarak gelişen faylarda meydana gelen gerilimin türü ve yönlerinin belirlenmesi, deformasyonun doğasının anlaşılması açısından önemlidir. Bu kapsamda GF'de 6 lokasyonda toplam 30 adet yan yatım açısı ölçülmüştür. Fay düzlemi üzerinde kayma vektörleri ve faya ait asal gerilme eksenleri kullanılarak bölgedeki yersel gerilme durumunu ortaya koyan kinematik analiz tensörleri ve lokasyonları verilmiştir (Şekil 4a). Ölçülen kayma verilerinden asal gerilme konumları 1'den 6'ya sırası ile σ_1 (27,1/63,6, 42,7/47,9, 18,7/68,9, 25,1/58,3, 356,3/66,6 ve 30,9/38,4), σ_2 (120/1,4, 274,1/24,8, 262,3/3,3, 143,6/16,4, 251/6,5 ve 169,3/43,3) ve σ_3 (210,7/26,4, 176,4/22, 172,1/12,6, 242/26,3, 158,3/22,4 ve 282,2/22,2) olarak hesaplanmıştır. Fay düzlemleri boyunca hareket vektörleri genellikle 70° 'nin üstünde belirlenmiştir ve eğim atımlı deformasyonla ilgili kinematik göstergelere sahiptir. Bunların dışında fay düzlemlerinde (6 numaralı lokasyon) 43° 'lik verev hareketin gerçekleştiğini gösteren kayma izleri mevcuttur (Şekil 4d). Saha verilerine göre, gözlemlenen fay düzlemleri ortalama 60° GB'ye eğimlidir. GF üzerinde yapılan kinematik analiz çalışmalar sonucunda, bölgede genel anlamda K-G yönünde bir genişleme rejiminin etkin olduğu, fayın uç kısımlarında sonlandığı lokasyonlarda (1 ve 4) genişlemenin KKD-GGB yönünde olduğu anlaşılmıştır (Şekil 4a).

Bölgedeki Çalışmalarda Hesaplanan Morfometrik İndisler

Vadi Taban Genişliği-Yüksekliği Oranı (V_f)

56 drenaj havzasında fayla sınırlanan dağ cepheleri için hesaplanan S_{mf} ve V_f değerleri sırasıyla 1,13 ila 1,56 ve 0,10 ila 1,00 arasında değişmektedir (Çizelge 3). Ortalaması ise 0,60 olarak hesaplanmıştır. D1 dağ cepheleri ortalaması 0,75, D5 dağ cepheleri ortalaması ise 0,71 olarak hesaplanmıştır. Kullanılan vadi profilleri, oluşmakta olan küçük ölçekli drenaj havzaları

için dağ cephelerinin yaklaşık 100m yukarısından alınmıştır. Havza büyüklüklerine göre hesaplanan V_f değerlerine ve vadi profillerine göre vadilerin çoğu V ve U formları arasında geçiş halindedir, özellikle D2 dağ cepheleri geniş tabanlı vadileri (U-şekilli) gösterir ve nispeten büyük yanal erozyona sahiptir (Şekil 5 ve 6). El Hamdouni vd. (2008) tarafından V_f indisi değerlerine göre drenaj havzalarının göreceli 3 farklı tektonik aktivite sınıfı (Sınıf 1: $V_f \leq 0,5$; sınıf 2: $0,5 < V_f < 1,0$ ve sınıf 3: $V_f \geq 1$) belirlenmiştir. Bu sınıflamaya göre 56 havzanın ortalama V_f indisi değeri göreceli tektonik aktivitenin 2. sınıfına karşılık gelmektedir. V_f değeri 1'den küçük havzaların batıda yoğun olması dağönü cephelerinin doğudan batıya doğru göreceli olarak daha aktif olduğunu, aynı durumun S_{mf} değerinin ise 3'ten küçük (1,13 ila 1,56) olması nedeniyle daha düz dağ cephelerinin yüksek tektonik aktivite ile geliştiğini göstermektedir.

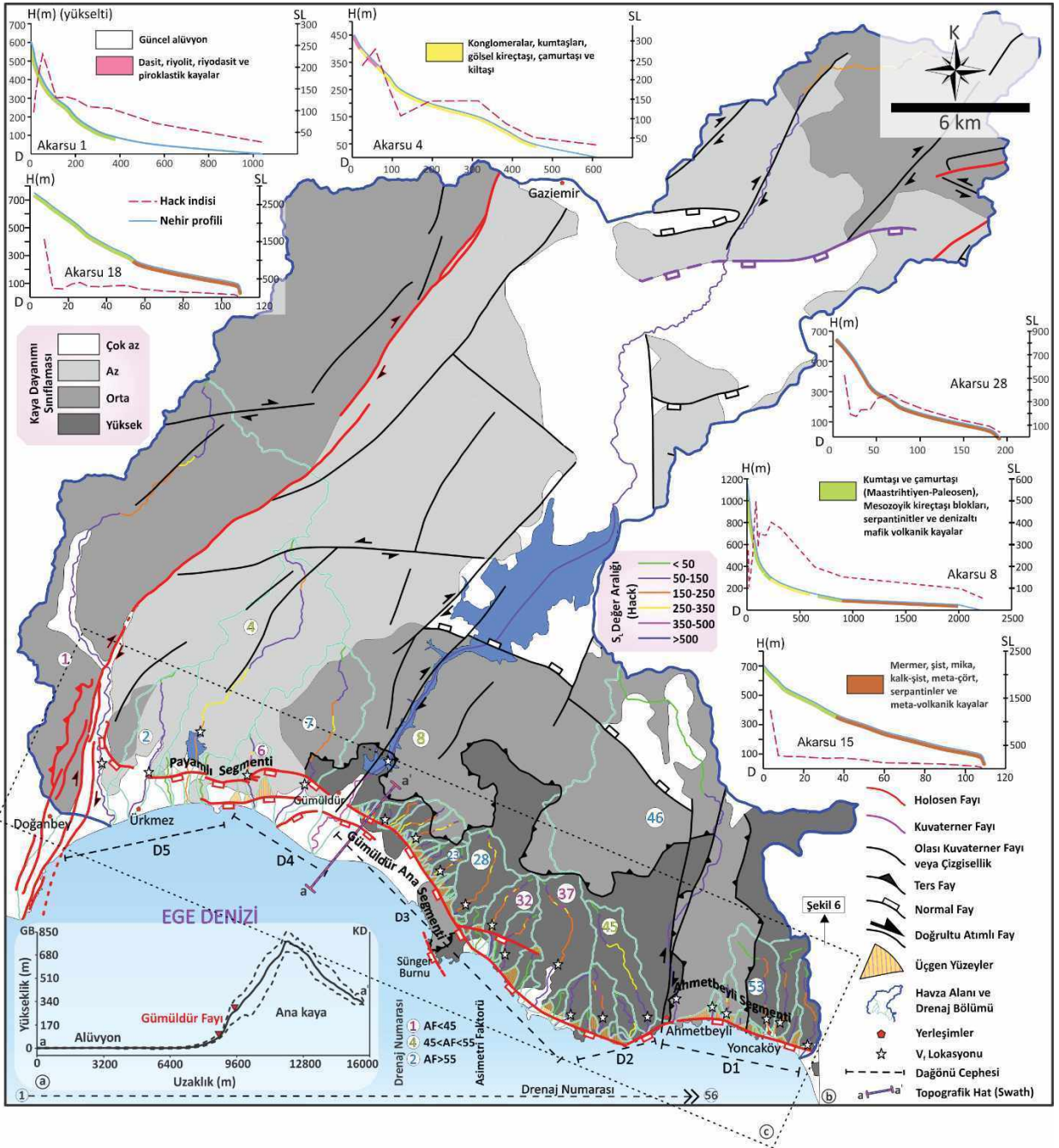
Dağ Önü Cephesi Eğriliği (S_{mf})

Dereler arasındaki mesafe dağ önü çizgisini etkilediğinden aktif tektoniğe maruz kalan 56 havzanın S_{mf} indisi için V_f ile birlikte değerlendirilmiştir. Hesaplanan S_{mf} değerleri, 1,13 ile 1,56 arasında değişmektedir (Çizelge 3). S_{mf} , erozyon ve tektonik aktivitenin bir göstergesidir ve bölgedeki yükselim ile ilişkilidir (Rockwell vd., 1984). Rockwell vd. (1984) tarafından belirlenen yükselim miktarının yükselim hızına oranının (0,5-1,4 mm/yıl) azaldığı bölgeye yakın olan D2'nin, S_{mf} değerine ve morfolojisine göre bölgede aktarım rampası varlığı tartışılabilir. En düşük S_{mf} değeri D5'ten (1,13) ve en yüksek değer D2'den (1,56) hesaplanır. D3 dağ önü cephesinde GF ile bağlantılı bir fay parçasının varlığı morfolojik olarak izlenebilmektedir. Diğer tüm dağ cepheleri birlikte değerlendirildiği takdirde, bu oranın doğuya doğru arttığı, batıya doğru azaldığını göstermekte ve bölgenin morfometrik analiz değerlendirmesine göre yükselim oranı batıya doğru yılda 0,5 mm'yi aşmaktadır (Şekil 7).

Çizelge 3. Kuşadası körfezinin kuzey sınırı boyunca hesaplan morfometrik analiz sonuçları. DC: Dağönü Cephesi, AN: Drenaj Numarası, HI: Hipsometrik İntegral, AF: Asimetri Faktörü, V_f : Vadi Taban Genişliği-Yüksekliği Oranı, S_{mf} : Dağ Önü Cephesi Eğriliği, Bs: Havza Şekli Geometrisi, SL: Akarsu Eğim – Uzunluk İndisi, L_f/L_s : Üçgen Yüzey Oranı, K: Küçük havza değeri, B: büyük havza değeri.

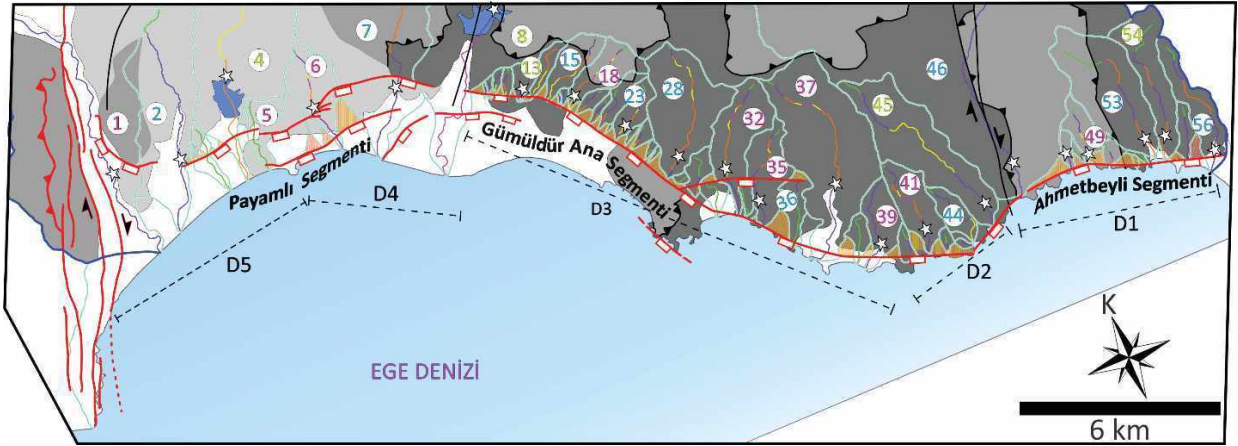
Table 3. Morphometric analysis results calculated along the northern border of Kuşadası Bay. DC: Mountain Front, AN: Drainage Number, HI: Hypsometric Integral, AF: Asymmetry Factor, V_f : Valley Height-Valley Width, S_{mf} : Mountain Front Sinuosity, Bs: Basin Shape Geometry, SL: Stream Length Gradient Index, L_f/L_s : Percentage Faceting, K: Small basin value, B: Bigger basin value.

Morfometrik İndisler									
DC	AN	HI	AF	V_f	S_{mf}	Bs	SL-Hack	L_f/L_s	
								%K	%B
D5	1	0,26	34	0,94	1,13	1,91	1592,67	3,64	88,35
	2	0,26	57	0,57		3,16	302,84	2,00	
	3	0,47	68	1,00		3,51	53,83	2,06	
	4	0,38	47	0,36		5,98	1357,93	2,79	
D4	5	0,40	24	0,90	1,20	1,82	52,47	3,89	35,57
	6	0,41	37	0,35		2,38	1863,70	3,02	
	7	0,43	66	0,90		1,96	966,82	9,90	
	8	0,16	51	0,56		2,25	379,24	8,59	
	9	0,35	44	0,50		4,63	213,65	18,23	
	10	0,36	57	0,32		3,46	326,72	3,40	
	11	0,47	54	0,47		3,91	972,10	1,54	
	12	0,44	35	0,51		3,00	1318,52	2,64	
D3	13	0,39	48	0,78	1,17	1,72	1091,02	1,76	27,33
	14	0,38	55	0,78		3,95	2450,28	3,14	
	15	0,42	65	0,29		2,61	4453,80	2,32	
	16	0,31	46	0,98		3,98	227,10	0,81	
	17	0,41	40	0,58		1,91	249,44	1,81	
	18	0,49	39	0,88		1,63	6096,44	1,67	
	19	0,44	40	0,40		2,81	2094,91	0,81	
	20	0,41	54	0,79		4,08	974,97	1,81	
	21	0,46	24	0,57		3,09	1384,11	1,67	
	22	0,39	68	0,80		3,52	165,52	3,57	
	23	0,42	56	0,32		2,75	3053,12	2,41	
	24	0,40	32	0,40		4,39	477,53	1,97	
	25	0,46	19	0,16		2,25	1078,44	2,92	
	26	0,46	66	0,27		2,60	344,08	2,38	
	27	0,43	31	1,00		3,49	462,54	1,57	
	28	0,38	59	0,10		1,67	3291,79	4,38	
	29	0,37	64	0,23		1,05	51,31	1,05	
	30	0,53	50	0,87		1,77	386,59	3,76	
	31	0,40	43	0,81		1,50	56,93	5,78	
	32	0,38	37	0,31		2,31	2739,80	3,76	
33	0,41	19	0,99	2,52	84,57	84,57			
34	0,50	40	0,29	1,42	25	3,97			
35	0,29	38	0,95	2,37	1378,25	4,38			
36	0,36	63	0,91	2,37	154,96	6,53			
37	0,35	43	0,98	2,30	4243,83	3,18			
38	0,32	57	0,90	1,99	95,62	1,73			
39	0,29	27	0,35	2,29	672,18	4,14			
D2	40	0,34	79	0,68	1,56	2,26	269,16	9,19	26,56
	41	0,41	36	0,90		2,63	1718,15	16,48	
	42	0,43	54	0,27		2,19	682,27	23,45	
	43	0,36	74	0,69		2,20	252,21	23,45	
	44	0,40	61	0,44		2,66	840,58	23,45	
	45	0,40	50	0,99		3,03	1363,30	23,45	
D1	46	0,22	59	0,99	1,40	1,16	144,68	22,59	4,75
	47	0,31	60	0,13		3,32	168,59	6,25	
	48	0,31	27	0,80		3,46	120,73	6,25	
	49	0,43	38	0,52		1,98	1015,74	7,63	
	50	0,29	31	0,20		1,16	318,22	10,16	
	51	0,32	54	0,22		2,70	81,43	10,16	
	52	0,32	63	0,31		3,70	73,87	4,75	
	53	0,42	57	0,85		2,37	1205,79	4,75	
	54	0,45	48	0,57		2,91	643,98	9,72	
	55	0,29	62	0,40		3,80	291,49	9,72	
	56	0,41	62	0,81		5,05	758,78	7,55	



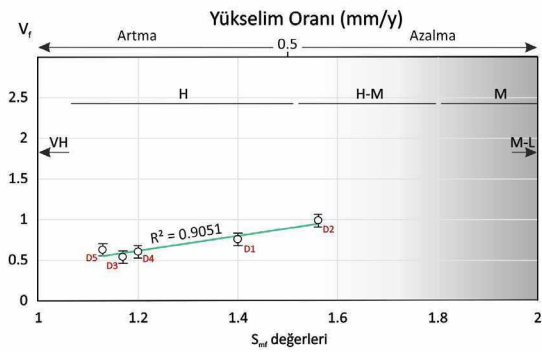
Şekil 5.a) Ana kaya ile alüvyonu sınırlayan Gümüldür Fayı ve morfolojiyi gösteren GB-KD uzanımlı swath profili, b) Çalışma alanının kaya dayanım seviyeleri ve ana dereler boyunca SL indisleri grafikleri (Selby, 1980'e göre). Daireler SL indisi anomalilerinin dağılımını gösteren hesaplanmış havzaları gösterir. AF değerleri daire içerisinde pembe, zeytin yeşili ve mavi sayı skalaları ile belirtilmiştir.

Figure 5.a) SW-NE trending swath profile showing the Gümüldür Fault that borders bedrock and alluvium, b) Rock strength levels of the study area and graphs of SL indices along major streams (by Selby, 1980). The circles show the calculated basins with the distribution of SL index anomalies. AF values are specified with pink, olive green and blue number scales in the circle.



Şekil 6. Jeomorfolojik olarak 3 segmente ayrılan Gümüldür Fayı'nın detay jeomorfoloji haritası.

Figure 6. Detailed geomorphology map of the Gümüldür Fault, which is geomorphologically divided into 3 parts.



Şekil 7. Her dağ cephelerinden çıkarsanan aktivite sınıfları için S_{mf} - V_f grafiği. Düşey çizgiler, V_f değerleri için standart sapma ($\sigma-1$) değerleridir. Üstteki sayı, Rockwell vd. (1984)'den elde edilen yükselme oranlarını U (mm / y) gösterir. VH: Çok Yüksek, H: Yüksek, H-M: Yüksek ila Orta, M: Orta, M-L: Orta ila Düşük.

Figure 7. S_{mf} - V_f graph for activity classes derived from each mountain front. Vertical lines are the standard deviation ($\sigma-1$) of V_f values. The number above shows the uplift rates U (mm/y) obtained from Rockwell et al. (1984). VH: Very High, H: High, H-M: High to Medium, M: Medium, M-L: Medium to Low.

Üçgen Yüzey Oranı (L_f/L_s)

Yüksek tektonik aktiviteye sahip dağ cepheleri farklı yüzeyler gösterirken, tektonik olarak daha

az aktif cepheler daha az ve bölümlere ayrılmış yüzeyleri sergilediğinden (Bull, 1978), çalışma alanında eski ve yeni deformasyonu gösteren farklı boyutlara sahip, 43 adet küçük ve 12 adet görünür büyüklükte üçgen yüzeyler (ütü altı yapıları) belirlenmiştir (Çizelge 3; Şekil 3, 5, 6 ve 10). Küçük ölçekli, kısa tabanlı ütü altı yapıları genellikle küçük, boyuna havza sınırlarında ve özellikle D3 dağ cephesinde gelişmiştir (Şekil 5 ve 6). Bu küçük üçgen yüzeyler, faya paralel olarak daha büyük üçgen yüzeyleri oluşturur. Küçük üçgen yüzeylerden oluşan D3 dağ cephesi, belirgin üçgen yüzeylerin %4,75-88,35 aralığındaki en yüksek değerleri, D2 ve D4 dağ cephelerinin D3'e yakın kesimleridir. Fayın Payamlı segmentinin D5 dağ cephelerini sınırlayan kesimlerinde görece küçük üçgen yüzeyler %2-3,89 değer aralığındadır. En fazla eğim ve yüksekliğe sahip ve %9,90-18,23 aralığındaki üçgen yüzeylerin bulunduğu D4 dağ cephesi, genelden daha yüksek tektonik aktiviteye sahiptir. Üçgen yüzeyler ve dağ cephesi eğriliği verileri göz önüne alındığında D2 dağ cephesinde, Gümüldür Fayı'nın geometrisinde yer değiştirmeyi gösteren bir aktarma rampası olası oluşumu ifade edilebilir.

Asimetri Faktörü (AF)

56 drenaj havzasında mutlak AF değerleri 19 ile 78 arasında değişmekte olup (Çizelge 3), havzaların %80,4'ünün asimetrik ve %19,6'sının simetrik karaktere sahip olduğu gözlenmiştir. Belirli havzalar için AF değerleri, bazı nehirlerin akışını kontrol eden eğim atımlı fayların GB yönlü aktivasyonu ile ilişkili olabilecek sapmaları ortaya çıkarmıştır. Asimetrik havzaların %48,89'u doğuya eğimli bir karakter sergilerken, havzaların %51,11'i batıya eğimli bir karaktere sahiptir. Özellikle büyük drenaj havzalarında ve kanallarında çoklu deformasyon aşamalarını gözlemlemek mümkündür. D3'ün doğu ve batı kısımlarını temsil eden havzaların B-GB'ya doğru genel bir eğime sahip olması dikkat çekicidir (Şekil 5 ve 6).

Havza Şekli Geometrisi (Bs)

Çalışma alanını kapsayan 56 drenaj havzası için hesaplanan havza şekli geometrisi (B_s) sonuçları 1,05 ila 5,98 arasında değişmektedir ve en yüksek değer D5'te bulunan 4 numaralı havzadan hesaplanmıştır (Çizelge 3). Özellikle D5 dağ cephesinde doğrusallığı etkileyen morfoloji ve boyuna geometriler birbiriyle uyumludur. D3 dağ cephesindeki üçgen yüzeyler arazide fay düzlemlerini üzerinde barındırır. Bu da D3 dağ cephesindeki küçük drenaj havzalarının geometrileri bir araya gelerek büyük drenaj havzalarını oluşturduğunu ve fayın jeomorfolojik olarak farklı dönemlerde aktif olduğunu gösterir. Bölgedeki drenaj havzaları genellikle uzunlamasına geometri sunduğundan, $B_s > 2$ değerlerine sahip havzalar uzunlamasına ve dar bir geometriye sahiptir ve devam eden yükselimi ifade eder (Softa vd., 2018). Bu nedenle, havzaların %73,1'inde tektonik faaliyetlerin göreceli olarak diğerlerinden daha yüksek olduğu görülmektedir (Şekil 5 ve 6).

Akarsu Eğim – Uzunluk İndisi (SL)

Bölgedeki 56 vadi profili arasından dağ cephesine ulaşan ve tektonik olarak kontrol edilen 23 ana nehir yorumlanmaktadır. Bu vadi profilleri altındaki alanlar, yüksek pik değerleri gösteren SL değerlerinin litolojik ve/veya tektonik etki altında meydana geldiğini belirlemek amacıyla uzunlamasına vadi profillerinin jeolojisi grafiklerle değerlendirilmiştir (Şekil 5). Özellikle, mevcut morfolojiyi ve litolojiyi etkileyen tektonizma, 1., 4. ve 8. nolu drenaj havzalarında gösterilen SL grafiklerinin tepe değerlerinde kendini göstermektedir. İndis değerleri 25 ile 6096,44 arasında değişmektedir (Çizelge 3) ve bu iki değer arasındaki SL indisi litoloji ve tektonik etkiye göre artmakta ve azalmaktadır. Boyuna vadi profillerindeki litolojik faktörler göz önüne alındığında, boyuna vadi profilleri faylanmanın etkisini açıkça göstermektedir (Şekil 5).

Kaya Dayanım Parametreleri

Selby (1980) sınıflandırmasına göre, çalışma alanı 4 farklı kayaç dayanımında dağılım sunmaktadır. Bunlar çok düşük (alüvyon), düşük (dasit, riyolit, riyodasit gibi volkanik kayalar ve konglomera, kumtaşı, gösel kireçtaşı, çamurtaşı, kıltaşı gibi tortul kayalar), orta (fliş-tipi tortul matris, kireçtaşları, çörtler, denizaltı volkanikleri ve serpantinitle) ve yüksek (kalkıştler arası mikaşist, mermer, ince tabakalı metaçört, amfibolit ve klorit şist) şeklinde gruplandırılmaktadır. Kalkıştler, mikaşistler, mermerler, ince tabakalı metaçörtler ve mafik metavolkanik kayaç mercekleri gibi metamorfik kayalar, dağ cephesine ve fay tabanına dağılmış olan karbonatların üzerine bindirmiş olarak bulunur (Okay, 2001). Bu nedenle, genel olarak dağ cepheleri yüksek ve orta kaya dayanım sınıfında karakterize edilebilir. D3 de gözlenen üçgen yüzeyler, yüksek mukavemetli kayalardan oluşmuştur. Gümlüdr Fayı genellikle taban bloğun doğu bölgelerinde yüksek ve çok düşük mukavemetli kayaları

sınırlar. Gümüldür Fayı tavan bloğun batısında ise konglomera, kumtaşı, gösel kireçtaşı, çamurtaşı, kıltaşı gibi düşük mukavemeti gösteren Ürkmez Formasyonu'nu sınırlar. Bu da Gümüldür Fayı Payamlı segmentinin kaya mukavemeti üzerinde daha etkili olduğu anlamına gelir (Şekil 5 ve 6).

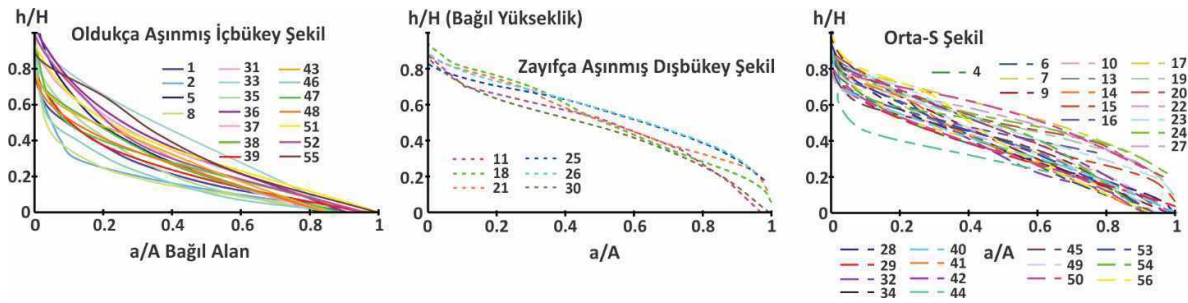
Hipsometrik İndis ve Hipsometrik İntegral (HI)

56 havza için HI değerlerinin yorumlanmasında ve hipsometrik eğrinin planlanmasında litolojik faktörlerin yanı sıra tektonik etki göz önünde bulundurulmuştur ve havzalardan elde edilen hipsometrik integral sonuçları 0,16 ila 0,53 arasında değişmektedir (Çizelge 3). 0,16 ve 0,38 arasındaki HI sonuçları içbükey şekilli hipsometrik eğrilere sahiptir, bu da çok fazla erozyon olduğunu gösterir. HI'nin 0,38 ila 0,46 arasında değiştiği drenaj havzaları orta derecede erozyonu temsil eder ve hem düz hem de S şeklinde eğriler oluşturur. 0,46'dan büyük HI değerleri, dışbükey şekilli hipsometrik eğrilere sahiptir ve az aşınmış havzaları gösterir (Strahler, 1952; Willgoose ve Hancock, 1998; Keller ve Pinter, 2002). Genel olarak, drenaj havzalarının %10,91'i dışbükey eğri, %43,64'ü içbükey eğri oluşturur ve havzaların %45,45'i düz S eğrileri gösterir (Şekil 8). Bölge genel anlamda yaşlı,

0'a yaklaşan değerler sunar ancak özellikle, D3 dağ cephesi boyunca dışbükey ve S şeklindeki eğrilerin baskın olması, litolojik faktörlerin ve / veya tektonik kontrolün etkisinin bu alanda daha yüksek olduğu anlamına gelir. Orta-yüksek HI değerlerine sahip bu drenaj havzaları, bölgenin aktif tektonik ve litolojik etkisinin canlandırma süreçlerindeki drenajlarla uyumlu olduğunu ve kaya gücü gruplarının çok düşük ile sert dayanım değerlerine sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 8).

TARTIŞMA

Emre vd., (2005) tarafından 15 km uzunluğunda ve 300 metrelik atım sahip olduğu belirtilen Gümüldür Fayı üzerinde yapılan jeolojik ve jeomorfolojik haritalama çalışmaları, fayın batıdan doğuya doğru 3 segmentten oluştuğunu göstermektedir. En batıdaki 9 km uzunluğundaki segment Payamlı ile Gümüldür arasında, ortadaki 16 km uzunluğundaki segment Gümüldür ile Ahmetbeyli arasında, doğudaki 5 km uzunluğundaki segment ise Ahmetbeyli ile Yoncaköy arasında uzanmaktadır. Bu fay segmentlerinin sınırları boyunca yükselen bloklarında Tahtalı Baraj yerinden geçen KD-GB uzanımlı ve sağ yanal doğrultu atımlı Künerlik Fayı ve K-G uzanımlı Ahmetbeyli fayı yer alır.



Şekil 8. Çalışma alanında dağ önleri boyunca hesaplanan 56 havzanın hipsometri eğrileri. Havzalar Şekil 5'te detaylı gösterilmiştir.

Figure 8. Hypsometry curves for 56 drainage basins along mountain fronts in the study area. The drainage basins are shown in detail in Figure 5.

Her iki doğrultu atımlı fay içinde kaldığı drenaj havzaları Gümüldür fayına ait segmentlerin sınırlarına karşılık gelmektedir. Gümüldür Fayına ait fay segmentleri jeomorfolojik olarak orta kesimlerinde daha büyük ütü altı yapısı ve daha uzun drenaj havzası, uçlarda ise küçülecek şekilde gelişmiştir. Teorik olarak normal faylarda fayın merkez bölümüne yaklaşıldığında eğim atımı temsil eden yan yatım açıları ölçülürken, baş ve son kısımlarında yataya yakın/verev konumlu yan yatım açıları gözlenir (örn. Roberts, 1996; Maniatis ve Hampel, 2008; Özkaymak ve Sözbilir, 2008). Payamlı segmenti üzerinde Gümüldür yakınlarında (Şekil 4) fayın verev yan yatım açılarının ölçülmesi, tüm fay segmentlerinin morfolojiyi ve ana drenaj ağlarını denetlemesi ve fay parçalarının birleşme yerlerinde KD-GB uzanımlı doğrultu faylarla sınırlanması, bu segmentlerin ayrı ayrı değerlendirilmesi gerektiğini ortaya koymaktadır.

S_{mf} ve Vf indisleri ayrı ayrı tektonik olarak denetlenen dağ önlerinde tektonizma ve erozyon kuvvetlerinin hangi oranla etkin olduğunu sayısal olarak ifade eden morfometrik indislerdendir. Bu iki indisin birlikte değerlendirilmesi, bölgenin tektonik aktivitesi ve yükselme oranı hakkındaki somut değerlendirmelere kayda değer sonuçlar sağlar (Rockwell vd., 1984). Buna göre, indis sonuçları arasında tutarlılık göz önüne alındığında, V_f ve S_{mf} indislerinin birlikte değerlendirilmesi, morfolojinin tektonik aktiviteye verdiği cevabı anlamak için faydalı bilgiler sağlayabilir. Ancak saptanan bu değerlerin R^2 olarak adlandırılan regresyon değeri ile tutarlılık sunmaları varılmak istenen yükselme hızının doğruluğu ile yakından ilişkilidir. Batı Anadolu başta olmak üzere birçok

çalışmada bu iki indisin verileri aynı diyagramda değerlendirilerek bölgesel yükselme oranı ve görece tektonik aktivite yorumlanmıştır (Bull ve McFadden, 1977; Silva vd., 2003; Yıldırım, 2014; Özsayın, 2016; Khalifa vd., 2018; Softa vd., 2018; Topal 2019a, 2019b).

Batı Anadolu'da çalışma alanı ve yakın çevresindeki diri fayların denetlediği dağ önlerinde morfometrik indis çalışmalarına dayalı aktif tektonik, erozyon ve bunlar arasındaki ilişki ile ilgili değerlendirmeler, drenaj havzalarının dolayısıyla fayların birbiriyle karşılaştırılabilmesi için kesiksiz bir arşiv sunmaktadır. Yükselme oranı açısından bakıldığında, özellikle yukarıdaki paragrafta bahsedilen iki indis (S_{mf} ve Vf) altındaki değerlendirmeler, bölgesel ölçekte fazla olduğu gibi bunlarında yanında, jeolojik gözlemlere dayalı ve dağ önlerindeki üçgen yüzey açısına göre de yükselme hızları saptanabilmektedir. Gümüldür Fayı için gerçekleştirilen bu çalışmada S_{mf} ve Vf indisleri kullanılarak bölgenin yılda 0,5 mm'den daha fazla hızla yükseldiği saptanmıştır. S_{mf} ve Vf arasındaki ilişkiyi yansıtan regresyon değeri ise %91 olarak bulunmuştur (Şekil 7). Çizelge 4'e bakıldığında, Batı Anadolu'da yapılmış olan çalışmalardaki yükselme hızlarının değişkenlik sunduğu görülmektedir. Bu farklı oranlardaki değişkenliğin başlıca nedenleri, (i) diri fayların aktiflik dereceleri, (ii) fayların uzunlukları dolayısıyla denetlediği drenaj havzalarının büyüklükleri, (iii) kayaların aşınma dirençleri, (iv) S_{mf} ve Vf gibi indislerin drenaj havzalarındaki ölçüm istasyonlarına, (v) kullanılan indislerin oluşturduğu regresyon değerleri ile yakından ilişkilidir.

Çizelge 4. Batı Anadolu ve yakın çevresinde gerçekleştirilmiş morfolojik indeks tabanlı jeomorfoloji çalışmaları. Diri faylara ait uzunluk ve sınıflar, Emre vd. (2018) çalışmasından alınmıştır.

Table 4. Morphometric index-based geomorphology studies applied in Western Anatolia and vicinity. Length and classes of active faults are taken from Emre et al. (2018).

Morfolojik İndis	Fay Adı-Uzunluğu-Diri Fay Sınıfı													
	^a GF-30km-Holosen		^b MF-61km-Holosen		^c KeF-24km-Holosen		^d SF-40km-Holosen		^e KaF-26km-Kuvaterner		^{f,g} HF-25km-Holosen		^h GöF-18-Holosen	
	EBD	EKD	EBD	EKD	EBD	EKD	EBD	EKD	EBD	EKD	EBD-EKD	EBD-EKD	EBD	EKD
HI	0,53	0,16	0,68	0,19	0,67	0,06	0,86	0,22	0,63	0,33	ⁱ 0,73- ^g 0,60	ⁱ 0,40- ^g 0,20	0,68	0,28
V _f	0,98	0,54	0,75	0,04	1,18	0,06	1,66	0,27	1,07	0,21	ⁱ 0,17- ^g 0,66	ⁱ 0,03- ^g 0,10	1,84	0,20
S _{mf}	1,56	1,13	1,14	1,11	1,56	1,12	1,96	1,15	2,51	1,51	^f 1,14		1,15	1,14
											^g 1,75	1,00		
L _f /L _s	23,45	0,81	0,96	0,85	-	-	-	-	-	-	^f 0,95		-	-
											^g 0,46	^g 0,23		
AF	78	19	73	20	75	11	0,76	0,23	76	38	ⁱ 82- ^g 77	ⁱ 46- ^g 32	81	18
B _s	5,98	1,05	-	-	7,4	1,5	5,75	1,04	7,92	2,85	^g 5,06	^g 1,53	0,74	0,42
SL	837	25	-	-	-	-	1303	130	339	123	-	-	268	10
U (mm)	>0,5 ⁱ		>0,5 ⁱ		0,5 ⁱ	0,1 ⁱ	>0,05 ⁱ		0,5 ⁱ	0,05 ⁱ	ⁱ 0,38 ⁱ	ⁱ 0,15 ⁱ	0,43 ⁱ	0,25 ⁱ
R ²	91		-		-		-		-		-		-	33

^aBu çalışma, GF: Gümüldür Fayı; ^bÖzkaymak ve Sözbilir (2012), MF: Manisa Fayı; ^cTepe ve Sözbilir (2017), KeF: Kemalpaşa Fayı; ^dTopal (2019a), SF: Söke Fayı; ^eTopal (2019b), KaF: Karacasu Fayı; ^fÖzkaymak (2015), HF: Honaz Fayı; ^gTopal ve Özkul (2018), HF: Honaz Fayı; ^hEski vd. (2020), GöF: Gölarmara Fayı. U: yükselim hızı, ⁱRockwell vd. (1984) S_{mf}-V_f diyagramına göre; ^jjeolojik gözleme dayalı, ^kTsimi ve Ganas (2015) üçgen yüzey açısı dağılımına göre; R² yükselim hızı saptanmasında kullanılan parametrelerin doğruluk yüzdesi; EBD: En büyük değeri; EKD: En küçük değeri.

L_f/L_s oranı birçok çalışmada birbirleri üzerinde oluşan üçgen yüzeylerin eski ve yeni deformasyonlarını saptamak ve fayların birbirleriyle olan ilişkilerini yorumlamak için kullanılmaktadır. Bu çalışmada büyük üçgen yüzeylerin üzerinde oluşan küçük ölçekli üçgen yüzeyler %0,64-23,01 aralığında sonuçlar sunar ve çoğunlukla D3 cephesi üzerinde yer alır. %4,75-35,57 olarak saptanan daha belirgin boyutta üçgen yüzeylerin görüldüğü D2 ve D4 dağ cepheleri ise en yüksek değerlerini D3'e yakın kesimlerinde almıştır (Çizelge 3). Bu durum D2 dağ önünün fay ile denetlendiği, D4 dağ önünün ise fayın basamaklı yapı sunmasıyla ilişkili olduğu şekliyle yorumlanabilir (Şekil 5 ve 6). Ayrıca en fazla eğim ve yüksekliğe sahip, %13,95-23,01 sonuçlarını sunan üçgen yüzeylerin bulunduğu D4 dağ cephesi, genelden daha yüksek tektonik

aktiviteye sahiptir. Ek olarak yine belirgin boyutta üçgen yüzeylerin gözlemlendiği D5 dağ önü ise Gümüldür Fayı ile Tuzla Fayı'nın birbirleriyle etkileşim içerisinde bulunduğu alanda yer alır. Üçgen yüzeyler ve dağ cephesi eğriliği verileri göz önüne alındığında, Gümüldür Fayı'nın, Gümüldür ana segmenti ile Ahmetbeyli segmenti arasında, D2 dağ önüne doğru uzanarak bir aktarma rampası görevi gördüğü şeklinde yorumlanabilir.

Asimetri Faktörü (AF) ve Havza şekli geometrisi (Bs) indisleri, tektoniğin yoğun geliştiği alanlarda akarsu yatağının eğimlenmesinin ve drenaj havzasının yapısının birden fazla deformasyon fazı barındırdığına işaret eden önemli indislerdendir. Asimetrik havzaların AF değerleri, %48,89'u doğuya eğimli bir karakter sergilerken, havzaların %51,11'i batıya eğimli

bir karaktere sahiptir (Şekil 5 ve 6). Özellikle büyük drenaj havzalarının görüldüğü D5 ve D4 dağ önlerinde oblik atımın ve eğim atımın baskın olduğu çoklu deformasyon aşamalarını gözlemlemek mümkündür. Ek olarak, çalışma alanındaki simetrik havza verilerini yansıtan en büyük akaçlama havzasının (8 numaralı havza) konumu göz önüne alındığında, havzalarda batıya doğru baskın eğim, fayın taban bloğunun yükselimi sırasında farklı yönlerde meydana geldiğini göstermektedir.

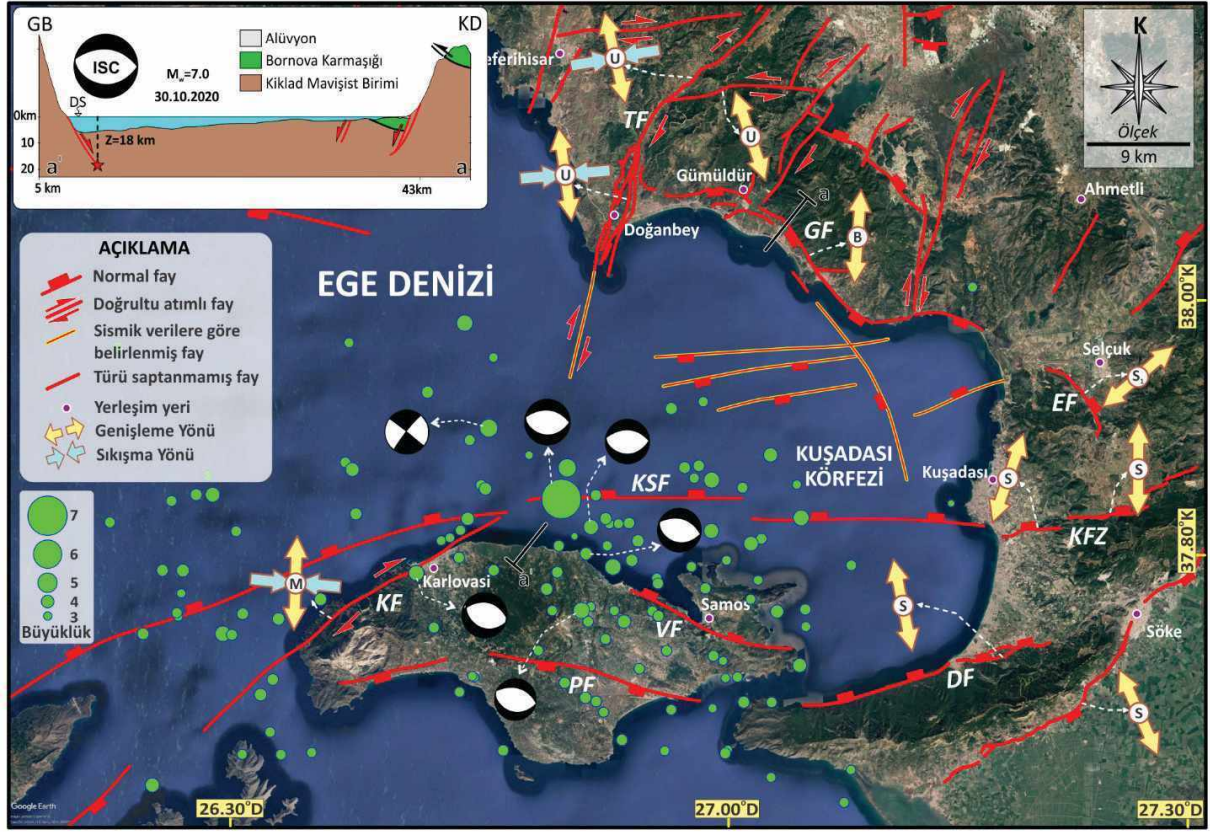
Ayrıca D3 dağ önündeki küçük drenaj havzalarının geometrileri ve bunların bir araya getirdiği havzalar, fayın jeomorfolojik olarak farklı dönemlerde de diri olduğunu yansıtan en önemli verilerden biridir. Bölgedeki drenaj havzaları genellikle uzunlamasına geometri sunduğundan, $B_s > 2$ değerlerine sahip havzalar uzunlamasına ve dar bir geometriye sahiptir ve devam eden yükselimi ifade etmektedir (örn. Softa vd., 2018).

Akarsu Eğim – Uzunluk (SL) indisi, incelenen bölgedeki derelerdeki kaya birimlerinin aşınmaya karşı verdiği tepkinin ve bölgedeki görelî tektonik aktivitesinin yorumlanmasında en çok başvurulan yöntemlerden biridir (Alipoor vd., 2011; Keller ve Pinter, 2002; Troiani ve Della Seta, 2008). Alandaki birçok drenaj havzasında diri faydan uzaklaştıkça birimlerin sınırlarına karşılık gelen alanlarda SL indisi değerlerinin yükseldiği görülmektedir (Şekil 5). Bu durum kaya birimlerinin aşınmaya karşı farklı derecelerdeki mukavemetleri ile yakından ilişkilidir. Aynı zamanda faya yaklaştıkça aynı birim içerisindeki ani yükselen pik değerleri de diri fayın etkisi ile açıklanabilir.

Hipsometrik İndis (HI) ve Hipsometrik Eğri (HC) analizleri doğrudan tektonikle ilgili olmayıp, kaya birimlerinin dayanımı, iklim, erozyon gibi parametrelerle yakından ilişkilidir. Hesaplanan HI değerleri ve HC eğrilerine göre, oldukça düşük değer saptanan ve iç bükey görünüm yansıtan havzalarda erozyon süreçlerinin hüküm

sürdüğü buna karşın yüksek değerler ve dışbükey görünüm ise diri faylarla kontrol edilen genç ve olgun havzalara karşılık gelmektedir (Şekil 8). Ayrıca S şekle sahip ya da olgun havzalar, drenaj havzalarının yeniden geliştiği alanlara karşılık gelmektedir. Özellikle D2 dağ önündeki havzalar için, drenajların diri fayın etkisiyle yeniden gelişmekte olduğu şeklinde yorumlanabilir (Şekil 4). Gümlüdüür bölgesindeki iklim koşulları morfometrik indis sonuçlarıyla birlikte dikkate alındığında, bölgedeki farklı aşamalarda görülen deformasyonda, drenajların gelişim süreçlerinde ve bölgenin güncel morfolojisinde yalnızca aktif tektonik kuvvetlerin değil ikliminde kayda değer etkisinin olduğunu göstermektedir.

Gümlüdüür Fayı'nın uzanımıyla aynı doğrultuda haritalanmış olan körfezin kuzey kıyısına yakın deniz tabanında normal fayların varlığı da göz önüne alınarak, örneğin Sünger Burnu fayı (Başarır ve Konuk, 1981), Kuşadası Körfezi'nde kabaca BKB-DGD uzanımlı Gümlüdüür Fayı'nın da dahil olduğu normal fayın yanı sıra KKD-GGB uzanan doğrultu atımlı fay sistemlerinin varlığı da saptanmıştır (Ocakoglu vd., 2005; Emre vd., 2005). Arazi çalışmaları sonucunda GF'nin KKD-GGB uzanımlı genişleme yönü gösterdiği saptanmıştır (Şekil 9). Bölgede hâkim diğer aktif faylara ait egemen sıkışma ve genişleme yönleri TF için KKB-GGD uzanımlı genişleme ve BGB-DKD uzanımlı sıkışma yönü göstermekte, fayın TF' deniz içerisindeki uzantısı olan KF (Karlovasi Fayı) için ise KKD-GGB uzanımlı genişleme ve BKB-DGD uzanımlı sıkışma yönüne işaret etmektedir (Mountrakis vd., 2003; Uzel ve Sözbilir, 2008). DF, SF için KB-GD uzanımlı genişleme yönü hesaplanırken, EF ve KFZ için ise KD-GB yönlerinde genişleme yönü saptanmıştır (Sümer vd., 2013). Morfometrik ve kinematik çalışmalar Kuşadası Körfezi'nin kuzey sınırını denetleyen GF boyunca batıya doğru 0,5 mm'den büyük asimmetrik bir yükselimi işaret etmektedir.



Şekil 9. Kuşadası Körfezini denetleyen fayların yerel gerilme durumunu ve 30 Ekim 2020 depremi ile artçılarını gösteren Google Earth görüntüsü (M: Mountrakis vd., 2003; S: Sümer vd., 2013; S₁: Sümer, 2015; U: Uzel ve Sözbilir, 2008; B: Bu çalışma). Ana şok ve Mw>2,5 artçı depremler 1.09.2020-1.03.2021 tarihlerini kapsayacak şekilde ISC'den alınmıştır. Türkiye karasındaki faylar Emre vd. 2018'den, Sisam adası ve kuzeyinde görülen faylar (Chamot-Rooke N. ve Dotmed Çalışma Grubu, 2005); Pavlides ve diğ. (2009); Chazitrepetros vd. (2013)'den ve sismik verilere göre belirlenmiş faylar Ocakoğlu vd., (2005)'ten alınmıştır.

Figure 9. Google Earth image showing the local stress condition of the faults controlling Kuşadası Bay (M: Mountrakis et al., 2003; S: Sümer et al., 2013; S₁: Sümer, 2015; U: Uzel and Sözbilir, 2008; B: This study). The main shock and aftershocks were taken from ISC to include the dates 1.09.2020-1.03.2021. Turkish faults are taken from Emre et al. (2018), Faults seen on the Samos island and ther north are from Chamot-Rooke N. and Dotmed Working Group (2005); Pavlides et al. (2009); and Chazitrepetros et al. (2013) and faults determined according to seismic data were taken from Ocakoğlu et al. (2005).

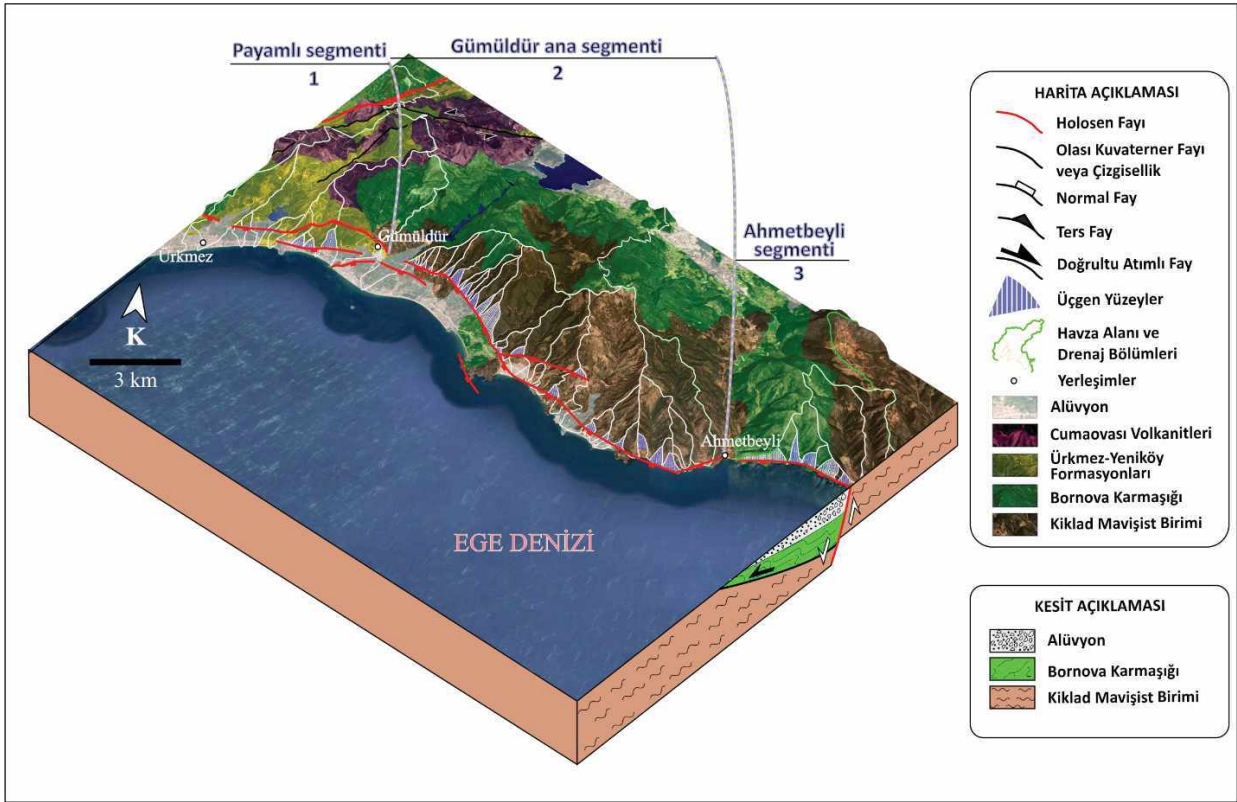
30 Ekim 2020 Sisam depreminin artçı şoklarının KD-yönelimli olması ve ilgili AFAD raporunda bu dizilimdeki artçı şokların sağ yanal çözüm vermesi TF'nin deniz içinde uzantısının KF olabileceğini düşündürür. Bununla birlikte, Altunel ve Pınar (2021), EF ve KSF arasındaki gerininim sağ yanal bir transfer fay ile sağlanabileceğini önermiştir. Bu durum, söz konusu transfer fayın

ve deniz içerisindeki normal ve doğru atımlı ters çözüm veren diğer fayların İBTZ içerisinde gelişmiş olabileceğini gösterebilir. Aynı zamanda, söz konusu İBTZ'nin, Seyitoğlu ve Esat (2019) tarafından KAF'a bağlanan güney kol olabileceği tartışmaya açılmıştır. Araştırmacılar, yalnızca uydu görüntüsü kullanarak faylara ait segment değerlendirmesi yaparak bu dağılımların

arazide henüz doğrulanmamış olduğunu da vurguladıklarından tüm bu verilerin detaylı araştırılması önem arz etmektedir.

Kuşadası Körfezi'ne doğru parçalı bir yapı sunan Gümüldür Fayı Türkiye Diri Fay Haritasına (Emre vd., 2013) göre Holosen aktivitesine sahip 15 km uzunluğunda bir faydır ve Emre vd., (2018) üretebileceği en büyük depremin moment değerinin 6,44 olduğunu belirlemiştir. Yapılan arazi çalışmaları ve jeomorfolojik çalışmalar neticesinde GF, Ürkmez ile Ahmetbeyli arasında

geometrik olarak üç farklı segmentte toplam uzunluğu 30 km'e ulaştığı saptanmıştır (Şekil 10). Wells ve Coppersmith (1994)'ün $M_w = 4,86 + 1,32 \times \log L$ eşitliği dikkate alındığında, batıdaki 9 km uzunluğundaki segment 6,12 büyüklüğünde, ortadaki 16 km uzunluğundaki segment 6,45 büyüklüğünde, doğudaki 5 km uzunluğundaki segment ise 5,78 büyüklüğünde deprem üretebilme potansiyeli taşımaktadır. Bu üç segment birlikte kırıldığında ise 30 km toplam uzunluğuna sahip bu fay 6,81 momentine kadar deprem üretebileceği ifade edilebilir.



Şekil 10. Çalışma alanının jeomorfolojik ve jeolojik unsurlarını ve Gümüldür Fayının segment dağılımını gösteren 3 boyutlu blok diyagramı. Yükseliği 3 kat artırılarak oluşturulan kabartma görüntü, Google Earth'den alınmıştır.

Figure 10. 3D block diagram showing segments of the Gümüldür Fault and geology and geomorphology in the study area.

Çalışma alanı ve yakın çevresinde gerçekleştirilen sismik tehlike değerlendirmesi çalışmalarında bölgenin yüksek risk taşıyan grupta kaldığı görülmektedir (Bayrak ve Bayrak, 2012, Akkar vd., 2018). Aynı zamanda jeodezik çalışmalarla Gümüldür Fayı'na yakın konumlu olan diri fayların kayma hızları da saptanmıştır. Gümüldür Fayı'na vev konumlu olan sağ yönlü doğrultu atımlı faylardan Tuzla Fayı ve Gülbahçe Fayı arasında kalan bölgenin yapılan jeodezik çalışmalarda, doğuya ve güneye yılda 4 mm hareket ettiği öne sürülmüştür (Aktuğ ve Kılıçoğlu, 2006). Ancak bu hareketin ne oranda faylara paylaştırıldığı henüz bilinmemektedir. Yapılan jeodezik çalışmalar ile genel çerçevede bölgenin GB'ya doğru ortalama hareketi yaklaşık 25 mm/yıl olduğu ve Gümüldür Fayının kapsadığı bölgede GNSS verileri kullanılarak, moment değerleri 5,5-7 arasında olan depremlerin deprem tekrarlama periyodu sırasıyla 100 ile 8000 yıl olarak bulunmuştur (Eyubagil vd., 2020). Bayrak ve Türker (2016), bölgede meydana gelen depremleri sismolojik açıdan, maksimum bölgesel büyüklükteki (Mmax) deprem tehlikesi parametrelerini değerlendirmek amacıyla kullanılan Bayesian yöntemiyle %90 deterministik seviyesi ile değerlendirmiş ve Gümüldür ve çevresinin içerisinde olduğu alanın 5, 10, 20, 50, 100 yıllık deprem tekrarlama periyodundaki momentlerini ise sırasıyla 6,1, 6,4, 6,7, 7,0 ve 7,2 olarak hesaplamışlardır. Ancak bütün bu çalışmaların paleosismolojik çalışmalarla test edilerek değerlendirilmesi gerekmektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada, diri faylarla denetlenen Kuşadası Körfezi'nin kuzey sınırını oluşturan Gümüldür Fayı'nın görelî aktifliği, etkilediği drenaj havzalarının ve dağ önlerinin jeomorfolojik yapı ve morfolojik indisler ile kinematik analizleri sonucunda ortaya konulmuş ve ilgili literatürlerle birlikte değerlendirilmiştir. Buna göre,

- Gümüldür Fayı parçalı bir yapı sunan, batıya doğru dışbükey geometrisiyle dikkat çeken 30 km uzunluğuna sahip ortalama 60°GB'ye eğimli ve egemen olarak KB-GD uzanımlı diri normal faydır. Jeomorfolojik ve kinematik verilere göre fay, batıdan doğuya doğru 9 km, 16 km ve 5 km uzunluğundaki 3 fay segmentinden yapıldır.
- Kinematik veriler, fayın egemen olarak KKD-GGB yönünde genişleme sunduğunu göstermiştir.
- Arazi ve morformetri çalışmaları sonucunda, 30 km uzunluğunda bir diri fay olan Gümüldür Fayı'nın denetlediği havzanın yılda 0,5 mm'den fazla hızla yükseldiği saptanmıştır. Ancak, fayın üretmiş olduğu depremleri, deprem tekrarlanma aralıklarını, uzun dönem kayma hızlarını saptamak ve jeofizik-jeodezik yöntemler ile de desteklemek ve Gümüldür merkez çevresinde mevcut ve yeni yapılacak yapıların faydan etkilenmemesi için detaylı paleosismolojik çalışmaların yapılması hayati önem taşımaktadır.
- Bölgenin günümüz morfolojisini kazanmasında ve egemen olarak yaklaşık K-G uzanımında genişleyen körfezin, kuzey kenarının şekillenmesinde kayda değer rol oynayan GF boyunca saptanan 3 segment ayrı zamanlarda kırıldığında sırasıyla, Payamlı segmenti 6,12 büyüklüğünde, Gümüldür ana segmenti 6,45 büyüklüğünde ve Ahmetbeyli segmenti ise 5,78 büyüklüğünde, tek parça kırılması halinde, moment büyüklüğü 6,81'e ulaşabilebilen deprem üretme potansiyeline sahip olabileceği ifade edilir. Sonuç olarak morfolojik ve kinematik verilere göre, 30 km uzunluğuna sahip ve diri fay olan GF'nin son derece aktif olduğu ve Karacadağ'ın 0,5 mm'den fazla hızla yükseldiği bu çalışma ile ilk kez saptanmıştır.

EXTENDED SUMMARY

This study attempts to describe active faults and morphological features, tectonic processes of Kuşadası Bay in Western Anatolia. Kuşadası Bay is the hangingwall of the Gümüldür Fault in the north of the bay, which is located in the Western Anatolian Extensional Province. The Gümüldür Fault, which cuts the Cycladic Blueschist Unit, Bornova Complex, Ürkmez Formation and Quaternary sediments along the coastline by limiting the Kuşadası Bay with sharp morphology to the north (Figure 2), is a dip-slip normal fault with a total length of 30 km. The fault planes strike $N40^{\circ}-75^{\circ}W$, due to the convex geometry towards the west, with antithetic fault planes varying to $N73^{\circ}E$ observed in the west (Figure 4f). The fault plane slopes ($60^{\circ}-83^{\circ}SW$) are observed to increase towards the west (Figure 4). Movement vectors along fault planes are generally above 70° and have kinematic indicators for dip-slip deformation. Apart from these, there are slip traces on fault planes (location 6) indicating that 43° oblique movement occurred due to regime change (Figure 4d). As a result of the kinematic analysis studies carried out on the Gümüldür Fault, an extensional regime in N-S direction was effective in the region in general, and the extension was in NE-SW direction at the locations (1 and 4) where the fault ends (Figure 4a).

Considering the geomorphological signs that may occur along a fault and can be used as fault recognition criteria, a drainage network consisting of 56 drainage basins formed on the footwall of the Gümüldür Fault. Analyses such as as mountain front sinuosity (S_{mf}) (Bull and McFadden, 1977), valley floor width to height ratio (V_f) (Bull and McFadden, 1977), percentage faceting L/L_s (L , S) (Wells and et al., 1988), asymmetry factor (AF) (Hare and Gardner, 1985), basin shape geometry (B_s) (Cannon, 1976), stream length gradient (Hack, 1973) index (SL), hypsometric curve and hypsometric integral (HI) (Keller and Pinter, 2002) and rock strength and climate parameters

showing the tectonic geomorphological features of areas exposed to active uplift were used to evaluate the tectonic activity of the Gümüldür Fault for the first time. According to analyses about the prevailing interaction between active faults and morphological features, tectonic processes in Western Anatolia develop faster than erosional ones and many geomorphological structures are controlled by active faults (e.g., Özkaymak and Sözbilir, 2012; Özsayın, 2016; Topal, 2019). Geomorphological markers developed along the fault, morphotectonic parameters and the obtained kinematic data were interpreted to determine the Quaternary activity of the Gümüldür Fault, stress occurring along the fault, and to examine the speed of the fault and regional uplift. Quantitative measurement of geomorphic indices such as mountain front sinuosity (S_{mf} ; 1.13-1.56), valley floor width to height ratio (V_f ; 0.10-1.00), percentage faceting (B ; 4.75-88.35, K ; 0.12-9.30), asymmetry factor (AF ; 19-78), basin shape geometry (B_s ; 1.05-5.98), stream length gradient (Hack) index (SL ; 25-6094.44), hypsometric curve and hypsometric integral (HI ; 0.16-0.53) and rock strength and climate parameters indicate that the footwall of the fault progressed westward in direction with a velocity of more than 0.5 mm.

Although the Gümüldür Fault, between Ürkmez-Ahmetbeyli, plays a role in the formation of the northern edge of the Kuşadası graben, other structural discontinuities that affect the morphology and tectonics of the region include the Davutlar Fault, Tuzla Fault, Kuşadası Fault Zone, Northern Samos Fault, Efes Fault and Vathy Fault. Not only the Gümüldür Fault but also other active strike-slip and normal faults on land and sea operate together to form the northern edge of the bay, which dominantly has N-S elongation, and to shape the present morphology of the region. The dominant compressional and extensional directions for other active faults in the region indicate NNW-SSE extension and WSW-ENE compression for the Tuzla Fault, with NNE-SSW




extension and WNW-ESE compression for the Karlovasi Fault, which is the marine extension of the Tuzla Fault (Mountrakis et al., 2003; Uzel and Sözbilir, 2008). The extensional direction of the Davutlar Fault and Samos Fault was calculated as NW-SE, while the direction of extension for the Efes Fault and the Kuşadası Fault Zone was NE-SW (Sümer et al., 2013). These active structures worked together causing many major earthquakes in the region in both the historical and instrumental periods (Taymaz et al., 1991; Emre et al., 2005; Akyol et al., 2006; Zhu et al., 2006; Tan et al., 2008; Sözbilir et al., 2008, 2009; Özkaymak et al., 2011; Uzel et al., 2012). Earthquakes that concentrate within the Kuşadası Bay indicate dip-slip normal faults with distribution characterizing strike-slip faults. Considering the focal point distributions of these earthquakes and their occurrence on basin bounding faults, most of the faults are active and may produce earthquakes with magnitudes that can affect the vicinity of Kuşadası Bay.

As a result of field studies and morphometry studies, the basin controlled by the Gümüldür Fault, which is an active fault with length of 30 km, has an annual uplift of more than 0.5 mm. Gümüldür fault may cause earthquakes with magnitudes of up to Mw: 6.8. However, it is vital to carry out detailed paleoseismological studies in order to determine the earthquakes, recurrence intervals, and long-term slip rates on the fault and to prevent existing and new structures being affected by the fault in Gümüldür town.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma birinci yazarın Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliğinde 2018 yılında tamamlanan lisans tezi ve sonrasında danışmanlarıyla yapılan çalışmaları kapsamaktadır. Yazarlar, arazi çalışmalarındaki yardımlarından dolayı Furkan Okan US'a (Dokuz Eylül Üniversitesi) teşekkür ederler.

ORCID

Büşra Yerli  <https://orcid.org/0000-0003-1665-4618>
Mustafa Softa  <https://orcid.org/0000-0001-5064-9260>
Hasan Sözbilir  <https://orcid.org/0000-0002-3777-4830>

KAYNAKLAR / REFERENCES

- Akkar, S., Azak, T., Çan, T., Çeken, U., Demircioğlu Tümsa, M. D., Duman, T. Y., ... & Zülfiyar, Ö. (2018). Evolution of seismic hazard maps in Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(8), 3197-3228. <https://doi.org/10.1007/s10518-018-0349-1>
- Aktuğ, B. & Kılıçoğlu, A. 2006. Recent crustal deformation of Izmir, Western Anatolia and surrounding regions as deduced from repeated GPS measurements and strain field. *Journal of Geodynamics*, 41(5), 471-484.
- Akyol, N., Zhu, L., Mitchell, B. J., Sözbilir, H. & Kekovalı, K. 2006. Crustal structure and local seismicity in western Anatolia. *Geophysical Journal International*, 166(3), 1259-1269.
- Akyüz, H. S. & Altunel, E. (2001). Geological and archaeological evidence for post-Roman earthquake surface faulting at Cibyra, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 14(1-3), 95-101.
- Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M. & El Hamdouni, R. (2011). Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran). *Geomorphology*, 128(1-2), 1-14.
- Altunel, E. & Pınar, A. (2021). Tectonic implications of the Mw 6.8, 30 October 2020 Kuşadası Gulf earthquake in the frame of active faults of Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*. <https://doi.org/10.3906/yer-2011-6>
- Altunel, E. (1999). Geological and geomorphological observations in relation to the 20 September 1899 Menderes earthquake, western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156(2), 241-246.
- Ambraseys, N. (2009). *Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: a multidisciplinary study of seismicity up to 1900*. Cambridge University Press.
- Anderson, T. W. (1951). Estimating linear restrictions on regression coefficients for multivariate normal distributions. *The Annals of Mathematical Statistics*, 22(3), 327-351.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5835-5848.

- Bagha, N., Arian, M., Ghorashi, M., Pourkermani, M., El Hamdouni, R. & Solgi, A. (2014). Evaluation of relative tectonic activity in the Tehran basin, central Alborz, northern Iran. *Geomorphology*, 213, 66-87.
- Balaban U. D. (2019). *Lebedos antik kenti Ürkmez-Mersinaları kurtarma kazısından ele geçen seramikler* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. Adnan Menderes Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü.
- Barka A. A. & Reilinger R. (1997). Active tectonics of the Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geophys. XI*, 587-610.
- Başarıır Baştürk, N., Özel, N.M., Altınok, Y. ve Duman, T.Y. 2017. Türkiye ve yakın çevresi için geliştirilmiş tarihsel dönem (MÖ 2000 - MS 1900) deprem katalogu. T.Y. Duman (Ed.), *Türkiye Sismotektonik Haritası Açıklama Kitabı Özel Yayınlar Serisi-34* (239 s.). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Başarıır, E. & Konuk, Y. T. (1981). Gümüldür yöresinin kristalin temeli ve allokon birimleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24(2), 1-6.
- Bayrak, Y. & Bayrak, E. (2012). Regional variations and correlations of Gutenberg–Richter parameters and fractal dimension for the different seismogenic zones in Western Anatolia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 58, 98-107.
- Bayrak, Y. & Türker, T. (2016) The determination of earthquake hazard parameters deduced from Bayesian approach for different seismic source regions of Western Anatolia. *Pure and Applied Geophysics*, 173(1), 205-220.
- Berberian, M. & Arshadi, S. (1976). On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz Fault and the seismicity of Tabriz city. *Geol. Surv. Iran Rep*, 39, 397-418.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. & Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island). *Bulletin Volcanologique*, 36(3), 473.
- Bott, M. H. P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geological magazine*, 96(2), 109-117.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey—a synthesis. *Geodinamica acta*, 14(1-3), 3-30.
- Bozkurt, E. & Park, R. G. (1997). Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes Massif, western Turkey. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(1), 3-14.
- Bull, W. B. (1978). *Geomorphic Tectonic Activity Classes of the South Front of the San Gabriel Mountains, California*. Geosciences Department, University of Arizona.
- Bull, W. B. (2007). Mountain Fronts. In *Tectonic Geomorphology of Mountains*, (pp. 75-116). Blackwell Publishing Ltd.
- Bull, W. B., 2007. Tectonic Geomorphology of Mountains: a new Approach to Paleoseismology. Blackwell Publishing Ltd.
- Bull, W.B. & McFadden, L. D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. Doehring, D.O (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium* (115-138). State University of New York, Binghamton.
- Burbank, D. & Anderson, R. A. (2000). *Tectonic Geomorphology*, (pp. 201-231). Blackwell Science, USA.
- Burbank, D. W., Anderson, R. S. (2000). *Tectonic Geomorphology*. Backwell Science.
- Cannon, P. J. (1976). Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of the mill creek drainage basin. *Oklahoma Geology Notes*, 36(1), 3–16.
- Caputo, R. & Helly, B. (2005). The Holocene activity of the Rodia Fault, Central Greece. *Journal of Geodynamics*, 40(2-3), 153–169.
- Caputo, R. & Helly, B. 2008. The use of distinct disciplines to investigate past earthquakes. *Tectonophysics*, 453(1-4), 7-19.
- Caputo, R., Helly, B., Pavlides, S. & Papadopoulos, G. (2004). Palaeoseismological investigation of the Tyrnavos Fault, Central Greece. A contribution to the seismic hazard assessment of Thessaly. *Tectonophysics*, 394(1), 1–20.
- Chamot-Rooke N. & Dotmed Working Group (2005). *DOTMED – Deep Offshore Tectonics of the Mediterranean: A synthesis of deep marine data in eastern Mediterranean*. Mémoire de la Société géologique de France and American Association of Petroleum Geologists, numéro spécial, 177, 64 pp, 9 maps.
- Chatzipetros, A., Kiratzi, A., Sboras, S., Zouros, N. & Pavlides, S. (2013). Active faulting in the north-eastern Aegean Sea Islands. *Tectonophysics*, 597, 106-122.

- Cox, R. T. (1994). Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106(5), 571-581.
- Çetinkaplan, M., Candan, O., Oberhänsli, R., Sudo, M., & Cenki-Tok, B. (2020) P–T–t evolution of the Cycladic Blueschist Unit in Western Anatolia/Turkey: Geodynamic implications for the Aegean region. *Journal of Metamorphic Geology*, 38(4), 379-419.
- Daxberger, H. & Riller, U. (2015). Kinematics of Neogene to Recent upper-crustal deformation in the southern Central Andes (23–28 S) inferred from fault–slip analysis: evidence for gravitational spreading of the Puna Plateau. *Tectonophysics*, 642, 16-28.
- Dewey, J. F. & Şengör, A. M. C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 84-92.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J. & Keller, E. A. (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96, 150–173.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H. & Olgun, S. (2011). 1:250.000 scale active fault map series of Turkey, Kayseri (NJ36-8) Quadrangle. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H. & Can, T. (2018). Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(8), 3229-3275.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. & Göktaş, F. (2005). *İzmir yakın çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri* (Rapor no:10754). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye.
- Emre, T., Sözbilir, H. (2007). Tectonic Evolution of the Kiraz Basin, Küçük Menderes Graben: Evidence for Compression/Uplift-related Basin Formation Overprinted by Extensional Tectonics in West Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16(4), 441-470.
- Erdoğan, B. (1990). Tectonic relations between Izmir-Ankara zone and Karaburun belt. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 110, 1-15.
- Eski, S., Sözbilir, H., Uzel, B., Özkaymak, Ç. & Sümer, Ö. (2020). Gölarmara Fayı'nın Morfotektonik Evriminin CBS Tabanlı Yöntemlerle Araştırılması, Gediz Grabeni, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 63(3), 345-372. <https://doi.org/10.25288/tjb.679584>
- Eyubagil, E. E., Solak, H. İ., Kavak, U. S., Tiryakioğlu, İ., Sözbilir, H., Aktuğ, B. & Özkaymak, Ç. (2020). Present-day strike-slip deformation within the southern part of İzmir Balıkesir Transfer Zone based on GNSS data and implications for seismic hazard assessment, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*. <https://doi.org/10.3906/yer-2005-26>
- Genç, C. Ş., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M. & Yılmaz, Y. (2001). The Çubukludağ graben, south of İzmir: its tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia. *Geodinamica Acta*, 14(1-3), 45-55.
- Gürer, A., Bayrak, M. & Gürer, Ö. F. (2004). Magnetotelluric images of the crust and mantle in the southwestern Taurides, Turkey. *Tectonophysics*, 391(1-4), 109-120.
- Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the us Geological Survey*, 1(4), 421-429.
- Hare, P. W. & Gardner, T. W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Tectonic Geomorphology*, 4, 75-104.
- Hurtrez, J. E., Sol, C. & Lucazeau, F. (1999). Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (Central Nepal). *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 24(9), 799-808.
- ISC (2020). <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/interactive/> Retrieved 05.03.2021.
- Jackson, J. & McKenzie, D. (1989). Relations between seismicity and paleomagnetic rotations in zones of distributed continental deformation. In *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation* (pp. 33-42). Springer, Dordrecht.
- Keller, E. A. (1986). Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. In: R. E. Wallace (Ed.), *Active Tectonics, Studies in Geophysics* (136-147). National Academy Press.

- Keller, E.A., & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Upper Saddle River, New Jersey, Prentice-Hall Inc.
- Khalifa, A., Cakir, Z., Lewis, O. & Şinasi, K. (2018). Morphotectonic analysis of the East Anatolian Fault, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 27(2), 110-126.
- Koçyigit, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E. 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.
- Konak N. (2002a). 1/500.000 Türkiye Jeoloji Haritası İzmir Paftası, (Şenel M. (ed.)). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- Konak N. (2002b). 1/500.000 Türkiye Jeoloji Haritası Denizli Paftası, (Şenel M. (ed.)). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- 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(1-2), 1-42.
- Lykousis, V., Anagnostou, C., Pavlakis, P., Rousakis, G. & Alexandri, M. (1995). Quaternary sedimentary history and neotectonic evolution of the eastern part of Central Aegean Sea, Greece. *Marine Geology*, 128(1-2), 59-71.
- Maniatis, G. & Hampel, A. (2008). Along-strike variations of the slip direction on normal faults: Insights from three-dimensional finite-element models. *Journal of Structural Geology*, 30(1), 21-28.
- Mayer, L. (1986). Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In R. E. Wallace (Ed.), *Active tectonics, Studies in Geophysics* (pp. 125-135). National Academy Press.
- McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 30(2), 109-185.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 55(1), 217-254.
- Mountrakis, D., Kiliyas, A., Vavliakis, E., Psilovikos, A. & Thomaidou, E. (2003). Neotectonic map of Samos island (Aegean Sea, Greece): implication of geographical information systems in the geological mapping. In *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy* (pp. 11-13).
- Mozafari, N., Tikhomirov, D., Sumer, Ö., Özkaymak, Ç., Uzel, B., Yeşilyurt, S., Ivy-Ochs, S., Vockenhuber, C., Sözbilir, H. & Akçar, N. (2019). Dating of active normal fault scarps in the Büyük Menderes Graben (western Anatolia) and its implications for seismic history. *Quaternary Science Reviews*, 220, 111-123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.002>
- Necmioğlu, Ö. (2014). *Tsunami Hazard in Turkey and Surroundings* [Doctoral dissertation, PhD. Thesis]. Boğaziçi University, Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute Istanbul, Turkey.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. & Kuşçu, İ. (2004). Neotectonic structures in the area offshore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. *Tectonophysics*, 391(1-4), 67-83.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. & Kuşçu, İ. (2005). Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Marine Geology*, 219(2-3), 155-171.
- Okay, A. I. (2001). Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes Massif: a new structural model. *International Journal of Earth Sciences*, 89(4), 709-727.
- Okay, A. I. & Altiner, D. (2007). A condensed Mesozoic succession north of İzmir: A fragment of the Anatolide-Tauride platform in the Bornova Flysch Zone. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16(3), 257-279.
- Okay, A. I. & Siyako, M. (1993). İzmir-Balıkesir arasında İzmir-Ankara Neo-Tetis Kenedinin yeni konumu. Türkiye ve Çevresinin Tektoniği-Petrol Potansiyeli. S. Turgut (Ed.) *Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri*, (s. 333-355).
- Okay, A. İ., Kaşlılar-Özcan, A., Imren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E. & Kuşçu, İ. (2000). Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321(2), 189-218.
- Özgenç, İ. (1978). Cumaovası (İzmir) asit volkanitlerinde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki görelî yaş ilişkisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 21(1), 31-84.
- Özkaymak, Ç. & Sözbilir, H. (2008). Stratigraphic and structural evidence for fault reactivation: the active

- Manisa fault zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(3), 615-635.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B. & Akyüz, H. S. (2011). Geological and palaeoseismological evidence for late Pleistocene–Holocene activity on the Manisa Fault Zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20(4), 449-474.
- Özkaymak, Ç. & Sözbilir, H. (2012). Tectonic geomorphology of the Spildağı high ranges, western Anatolia. *Geomorphology*, 173, 128-140.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. & Uzel, B. (2013). Neogene–Quaternary evolution of the Manisa Basin: Evidence for variation in the stress pattern of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia. *Journal of Geodynamics*, 65, 117-135.
- Özkaymak, Ç. (2015) Tectonic analysis of the Honaz Fault (western Anatolia) using geomorphic indices and the regional implications. *Geodinamica Acta*, 27(2-3), 110-129.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Gecievi, M. O., & Tiryakioğlu, İ. (2019). Late Holocene coseismic rupture and aseismic creep on the Bolvadin Fault, Afyon Akşehir Graben, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28(6), 787-804.
- Özsayın, E. (2016). Relative tectonic activity assessment of the Çameli Basin, Western Anatolia, using geomorphic indices. *Geodinamica Acta*, 28(4), 241-253.
- Pavlidis, S., Tsapanos, T., Zouros, N., Sboras, S., Koravos, G. & Chatzipetros, A. (2009). Using active fault data for assessing seismic hazard: a case study from NE Aegean sea, Greece. In *Earthquake Geotechnical Engineering Satellite Conference XVIIth International Conference on Soil Mechanics & Geotechnical Engineering* (Vol. 10, p. 2009).
- Pérez-Peña, J. V., Azor, A., Azañón, J. M. & Keller, E. A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119(1-2), 74-87.
- Radaideh, O. M. & Mosar, J. (2019). Tectonics controls on fluvial landscapes and drainage development in the westernmost part of Switzerland: Insights from DEM-derived geomorphic indices. *Tectonophysics*, 768, Article 228179. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228179>
- Ramírez-Herrera, M. T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(4), 317-332. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199804\)23:4<317::AID-ESP845>3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199804)23:4<317::AID-ESP845>3.0.CO;2-V)
- 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: Solid Earth*, 111(B5). <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Rimando, J. M. & Schoenbohm, L. M. (2020). Regional relative tectonic activity of structures in the Pampean flat slab segment of Argentina from 30 to 32° S. *Geomorphology*, 350, Article 106908.
- Ring, U. W. E., 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(4), 421-441.
- Roberts, G. P. (1996). Variation in fault-slip directions along active and segmented normal fault systems. *Journal of Structural Geology*, 18(6), 835-845.
- Rockwell, T. K., Keller, E. A., Clark, M. N. & Johnson, D. L. (1984). Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95(12), 1466-1474.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F. & Holbrook, J.M. (2000). *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press
- Schwanghart, W. & Kuhn, N.J. (2010) TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environment Modelling and Software* 25, 770-781.
- Selby, M. J. (1980). A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie Stuttgart*, 24(1), 31-51.
- Seyitoğlu, G. & Scott, B. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128(2), 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B. C. & Rundle, C. C. (1992). Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *Journal of the Geological Society*, 149(4), 533-538.

- Seyitoğlu, G., Işık, V. & Çemen, I. (2004). Complete Tertiary exhumation history of the Menderes massif, western Turkey: an alternative working hypothesis. *Terra Nova*, 16(6), 358-364.
- Seyitoğlu, G. ve Esat, K. (2019) Bolu-İzmir Arasında Kuzey Anadolu Fay Zonu Güney Kolu'na Ait Olası Segment Dağılımı: İzmir-Balıkesir Transfer Zonu Yorumunun Uygunluğu Üzerine Bir Tartışma. 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.475-477). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/174e0f6fa731893_ek.pdf 475-477.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C. & Bardaji, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50(1-3), 203-225.
- Softa, M., Emre, T., Sözbilir, H., Spencer, J. Q. & Turan, M. (2018). Geomorphic evidence for active tectonic deformation in the coastal part of Eastern Black Sea, Eastern Pontides, Turkey. *Geodinamica Acta*, 30(1), 249-264.
- Soysal, H., Sipahiođlu, S., Kolçak, D. & Altınok, Y. (1981). *Türkiye ve Cevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu*. (Proje no: TBAG 341). İstanbul. TUBITAK.
- Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10(2), 51-67.
- Sözbilir, H. (2002). Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15(5-6), 277-288.
- Sözbilir, H. (2005). Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18(3-4), 255-282.
- Sözbilir, H., Bora, U., Sümer, Ö., Özkaymak, Ç., Ersoy, E. Y., Koçer, T. & Demirtaş, R. (2008). D-B Uzunımlı İzmir Fayı ile KD-Uzunımlı Seferihisar Fayı'nın Birlikte Çalıştığına Dair Veriler: İzmir Körfezi'ni Oluşturan Aktif Faylarda Kinematik ve Paleosismolojik Çalışmalar, Batı Anadolu/. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 51(2), 91-114. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/28370/301652>
- Sözbilir, H., Softa, M., Eski, S., Tepe, Ç., Akgün, M., Pamukçu, O.A., Çırmık, A., Utku, M., Özdađ, Ö.C., Özden, G., Özçelik, Ö., Evlek, D. A., Çakır, R., Baba, A., Uzelli, T. & Tatar, O. (2020). 30 Ekim 2020 Sisam (Samos) Depremi (Mw: 6,9) Değerlendirme Raporu. Dokuz Eylül Üniversitesi, Deprem Araştırma ve Uygulama Merkezi (DAUM). Erişim adresi <http://daum.deu.edu.tr/wp-content/uploads/2020/11/Samos-Deprem-Raporu.pdf>
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U., Helvacı, U. & Özkaymak, Ç. 2009. 17-20 Ekim 2005-Sığacık Körfezi (İzmir) depremlerinin sismik jeomorfolojisi ve bölgedeki gerilme alanları ile ilişkisi, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 52(2), 217-238. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/28366/301607>
- Stiros, S. C., Laborel, J., Laborel-Deguen, F., Papageorgiou, S., Evin, J. & Pirazzoli, P. A. (2000). Seismic coastal uplift in a region of subsidence: Holocene raised shorelines of Samos Island, Aegean Sea, Greece. *Marine Geology*, 170(1-2), 41-58.
- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11), 1117-1142.
- Stucchi, M., Rovida, A., Capera, A. G., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M. B., ... Sesetyan, K. 2013. The SHARE European earthquake catalogue (SHEEC) 1000–1899. *Journal of Seismology*, 17(2), 523-544. <https://doi.org/10.1007/s10950-012-9335-2>
- Sümer, Ö. (2015). Evidence for the reactivation of a pre-existing zone of weakness and its contributions to the evolution of the Küçük Menderes Graben: a study on the Ephesus Fault, Western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 27(2-3), 130-154.
- Sümer, Ö., İnci, U. & Sözbilir, H. (2013). Tectonic evolution of the Söke Basin: Extension-dominated transtensional basin formation in western part of the Büyük Menderes Graben, Western Anatolia, Turkey. *Journal of Geodynamics*, 65, 148-175.
- Şengör, A. M. C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 28 (1), 575-589.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study.

- In K.T. Biddle & N. Christie-Blick (eds) *Strike-Slip Faulting and Basin Formation. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral*, 37, 227- 264.
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.
- Tan, O., Papadimitriou, E. E., Pabucçu, Z., Karakostas, V., Yörük, A. & Leptokaropoulos, K. (2014). A detailed analysis of microseismicity in Samos and Kusadasi (Eastern Aegean Sea) areas. *Acta Geophysica*, 62(6), 1283-1309.
- Tan, O., Tapırdamaz, M. C. & Yörük, A. (2008). The earthquake catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(2), 405-418.
- Taxeidis, K. (2003). *Study of historical seismicity of the Eastern Aegean Islands* [Doctoral dissertation, PhD thesis], N. K. University of Athens.
- Taymaz, T., Jackson, J. & McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106(2), 433-490.
- Tepe, Ç. & Sözbilir, H. (2017). Tectonic geomorphology of the Kemalpaşa Basin and surrounding horsts, southwestern part of the Gediz Graben, Western Anatolia. *Geodinamica Acta*, 29(1), 70-90.
- Topal, S. & Özkul, M. (2018). Determination of relative tectonic activity of the Honaz fault (SW Turkey) using geomorphic indices. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 24(6), 1200-1208.
- Topal, S. (2019a). Evaluation of relative tectonic activity along the Priene-Sazlı Fault (Söke Basin, southwest Anatolia): Insights from geomorphic indices and drainage analysis. *Journal of Mountain Science*, 16(4), 909-923.
- Topal, S. (2019b). Karacasu Fayı'nın (GB Türkiye) göreceli tektonik aktivitesinin jeomorfik indislerle incelenmesi. *Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 9(1), 37-48.
- Troiani, F., Della Seta, M. (2008). The use of the Stream Length-Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. *Geomorphology*, 102(1), 159-168.
- Tsimi, C. & Ganas, A. (2015). Using the ASTER global DEM to derive empirical relationships among triangular facet slope, facet height and slip rates along active normal faults. *Geomorphology*, 234, 171-181.
- Tüysüz, O. (2002). *Aktif Tektonikte Jeomorfik İndisler*. Aktif Tektonik Ders Notları. İstanbul, (yayınlanmamış).
- Uzel, B. & Sözbilir, H. (2008). A first record of a strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implication: the Cumaovası Basin. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(3), 559-591.
- Uzel, B., Sözbilir, H. & Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in western Anatolia: The inner bay of Izmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(4), 439-471.
- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Kaymakçı, N. & Langereis, C. G. (2013). Structural evidence for strike-slip deformation in the İzmir-Balıkesir transfer zone and consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey). *Journal of Geodynamics*, 65, 94-116.
- Wallace, R. E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *The Journal of Geology*, 59(2), 118-130.
- Wells, D. L. & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Wells, S. G., Bullard, T. F., Menges, C. M., Drake, P. G., Karas, P. A., Kelson, K. I., Ritter, J. B. & Wesling, J. R. (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, 1(3), 239-265. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(88\)90016-5](https://doi.org/10.1016/0169-555X(88)90016-5)
- Willgoose, G. & Hancock, G. (1998). Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms* 23(7), 611-623.
- Yıldırım, C. (2014). Relative tectonic activity assessment of the Tuz Gölü fault zone; Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 630, 183-192.
- Zhu, L., Akyol, N., Mitchell, B. J. & Sözbilir, H. (2006). Seismotectonics of western Turkey from high resolution earthquake relocations and moment tensor determinations. *Geophysical Research Letters*, 33(7).
- Zimmermann, R., Brandmeier, M., Andreani, L., Mhopjeni, K. & Gloaguen, R. (2016). Remote sensing exploration of Nb-Ta-LREE-enriched carbonatite (Epembe/Namibia). *Remote Sensing*, 8(8), 620.