# TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Nisan 2025 Cilt 68 Sayı 2
*April 2025 Volume 68 Issue 2*

ISSN 1016-9164

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

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

**YÖNETİM KURULU / *EXECUTIVE BOARD***

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

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

**Baş Editör / *Editor in Chief***
Erdinç YİĞİTBAŞ
eyigitbas@comu.edu.tr

**Editörler / *Editors***

Mustafa AVCIOĞLU
m_avcioglu@comu.edu.tr

İsmail Onur TUNÇ
onurtunc@comu.edu.tr

**İngilizce Editörleri / *English Editors***

Catherine YİĞİT

Sercan Hamza BAĞLAMA

**Editör Kurulu / *Editorial Board***

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

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

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

| | | |
|---|---|---|
| **Yayın Türü** | : | **Yaygın Süreli Yayın** |
| **Yayının şekli / *Frequency*** | : | **Yılda 3 sayı (Türkçe -İngilizce) / *3 issues per year (Turkish - English)*** |
| **Yayın Sahibi** | : | **TMMOB JMO Adına Hüseyin ALAN** |
| **Sorumlu Yazı İşleri Müdürü** | : | **Hüseyin ALAN** |
| **Yayının İdari Adresi** | : | **Hatay 2 Sokak No: 21 Kocatepe / Ankara Tel: 0 312 432 30 85 Faks: 0 312 434 23 88** |
| **Baskı (Printed by)** | : | **ERS Matbaacılık Kazım Karabekir Cad. Altuntop İşhanı No: 87/7 İskitler / Ankara Tel: 0 312 384 54 88** |
| **Baskı Tarih** | : | **Nisan 2025** |
| **Baskı Adedi** | : | **500** |

# TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

***Geological Bulletin of Turkey***

**Nisan 2025 Cilt 68 Sayı 2**
**April 2025 Volume 68 Issue 2**

## İÇİNDEKİLER
## *CONTENTS*

**Volkan Karabacak, Taylan Sançar**
**Bursa İli Yerleşim Alanlarının Deprem Tehlikesi: Ulubat, Bursa ve İnegöl Diri Faylarının Paleosismolojik Özellikleri**
*Earthquake Hazard in Urban Areas of Bursa Province: Paleosismological Properties of the Ulubat, Bursa and İnegöl Active Faults* ..... *151*

**Ali Yilmaz, Hüseyin Yilmaz, Aral Okay Tayfun Bilgiç**
**Geology and Structural Evolution of the Region between the Upper Kelkit Basin and Munzur Mountains**
*Yukarı Kelkit Havzası ve Munzur Dağları Arasının Jeolojisi ve Yapısal Evrimi* ..... *177*

**Yakup Çelik, Ezher Tagliasacchi**
**Gürlevik Tufa Waterfall: Facies Characteristics, Depositional Systems and Geoheritage Potential (Erzincan, East Anatolia)**
*Gürlevik Tufa Şelalesi: Fasiyes Özellikleri, Depolanma Sistemleri ve Jeomiras Potansiyeli (Erzincan, Doğu Anadolu)* ..... *205*

**Sacit Mutlu**
**Iğdır Fay Zonu'nun Doğu Anadolu Kısalmalı Tektonik Bloğu içerisindeki önemi ve Morfotektonik Özellikleri**
*The Significance and Morphotectonic Features of the Iğdır Fault within the Eastern Anatolian Compressional Tectonic Block* ..... *225*

**Mutlu Seven, Yahya Öztürk, Serkan Gürgöze, İsmail Ege, Saadettin Tonbul**
**Engizek Dağı'nda Karstik Depresyonların Jeomorfik Özellikleri ve Morfotektonik Gelişimleri (Kahramanmaraş, Doğu Toroslar)**
*Geomorphic Characteristics and Morphotectonic Evolution of Karst Depressions on Mount Engizek (Kahramanmaraş, Eastern Taurus Mountains)* ..... *259*

**Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:**
Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, EBSCO, SOBIAD ve ULAKBİM TR Dizin Veri Tabanlarında yer almaktadır.

***Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:***
*Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, EBSCO, SOBIAD and ULAKBİM TR Dizin Databases.*

**TÜRKİYE JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI**
***Chamber of Geological Engineers of Turkey***

**Türkiye Jeoloji Bülteni**
*Geological Bulletin of Turkey*
*68 (2025) 151–176*
*doi: 10.25288/tjb.1642150*

# Bursa İli Yerleşim Alanlarının Deprem Tehlikesi: Ulubat, Bursa ve İnegöl Diri Faylarının Paleosismolojik Özellikleri

*Earthquake Hazard in Urban Areas of Bursa Province: Paleosismological Properties of the Ulubat, Bursa and İnegöl Active Faults*

**Volkan Karabacak[1*], Taylan Sançar[2]**

[1] *Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Eskişehir, Türkiye*
[2] *Munzur Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, Tunceli, Türkiye*

• Geliş/Received: 18.02.2025 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 06.04.2025 • Kabul/Accepted: 07.04.2025
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 20.04.2025 • Baskı/Printed: 30.04.2025
*Araştırma Makalesi/Research Article* *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Bu çalışma, Bursa ve çevresindeki diri fay uzanımlarının segment bazında ayrıntılı haritalanmasını ve paleosismolojik veriler ışığında deprem davranışlarının kapsamlı analizini konu almaktadır. Bursa İli, yoğun nüfus ve sanayi altyapısıyla Türkiye'nin stratejik ekonomik merkezlerinden biridir; dolayısıyla bölgenin deprem riski açısından bütüncül değerlendirilmesi kritik öneme sahiptir.

Ulubat Fayı'nın doğu segmentine yönelik paleosismolojik analizler, yaklaşık 1855 yıldır sismik olarak suskun bir dönem geçirdiğini ortaya koymuştur. Bu durum, Bursa İli Nilüfer bölgesinde gelecekte meydana gelebilecek büyük bir depremin potansiyeline işaret etmektedir. Bursa kent merkezinde gerçekleştirilen hendek çalışmaları, Bursa Fayı'nın son 12 bin yılda en az altı yüzey kırığı ürettiğini ve bu depremlerin yaklaşık 2000 yıllık periyotlarla tekrarlandığını ortaya koymuştur. Ayrıca, İnegöl Fayı'nda yürütülen hendek çalışmaları, fay boyunca son 12 bin yılda en az beş yüzey kırığının meydana geldiğini ve son büyük depremin yaklaşık 2500 yıldan daha öncesinde gerçekleştiğini göstermektedir. Elde edilen veriler, Bursa ve İnegöl faylarının eş zamanlı ya da kısa aralıklarla kırılarak birbirini tetikleme potansiyeline sahip olduğunu vurgulamıştır. Bu anlamda, 1855 Bursa depremine bağlı oluşan yüzey kırığının, İnegöl Fayı üzerinde gerilim birikimini tetiklemiş olabileceği değerlendirilmiştir. Bu durum, İnegöl Fayı üzerinde 2500 yıllık sismik suskunluk dönemi ardından her an yüzey kırığı meydana getirebilecek bir deprem (M=6,2-6,9) olma olasılığının yüksek olduğunu ortaya koymaktadır.

Tüm bulgular, Bursa ve çevresindeki fayların bölgenin depremselliği açısından kritik bir rol oynadığını ortaya koymakta; özellikle Bursa ve İnegöl faylarının ardışık kırılmalar yoluyla yüksek deprem tehlikesi oluşturduğu gerçeğini güçlendirmektedir. Bu kapsamlı analizler, bölgenin sismotektonik dinamiklerinin daha derinlemesine anlaşılmasına katkı sağlamaktadır.

**Anahtar Kelimeler:** Paleosismoloji, Bursa, diri fay, sismik tehlike.

***Abstract:*** *This study provides a detailed mapping of active fault segments in Bursa and its surrounding regions, along with a comprehensive analysis of seismic behavior derived from paleoseismological data. As one of Türkiye's strategic economic centers with a dense population and industrial infrastructure, Bursa requires a holistic seismic risk assessment for effective disaster preparedness and mitigation.*

*Paleoseismological analyses of the eastern segment of the Ulubat Fault indicate that it has been in a seismic quiescence period for approximately 1855 years. This prolonged period of inactivity highlights the potential for a*

* Yazışma / *Correspondence:* karabacak@ogu.edu.tr
*© 2025 JMO Her hakkı saklıdır/All rights reserved*

*large earthquake in the future around the Nilüfer Region of Bursa. Trench investigations conducted in Bursa city-centre reveal that the Bursa Fault has produced at least six surface ruptures over the past 12000 years, recurring approximately every 2000 years. Additionally, trench studies on the İnegöl Fault indicate that the İnegöl Fault has produced at least five surface ruptures over the last 12000 years, with the most recent major earthquake occurring more than 2500 years ago. Obtained results emphasize the potential for the Bursa and İnegöl faults to rupture simultaneously or in close succession, possibly triggering one another. Thus, the surface rupture caused by the 1855 Bursa earthquake is evaluated to have potentially triggered stress accumulation along the İnegöl Fault. This situation reveals a high probability of a surface-rupturing earthquake (M=6.2-6.9) occurring at any time on the İnegöl Fault, after 2500 years of seismic silence.*

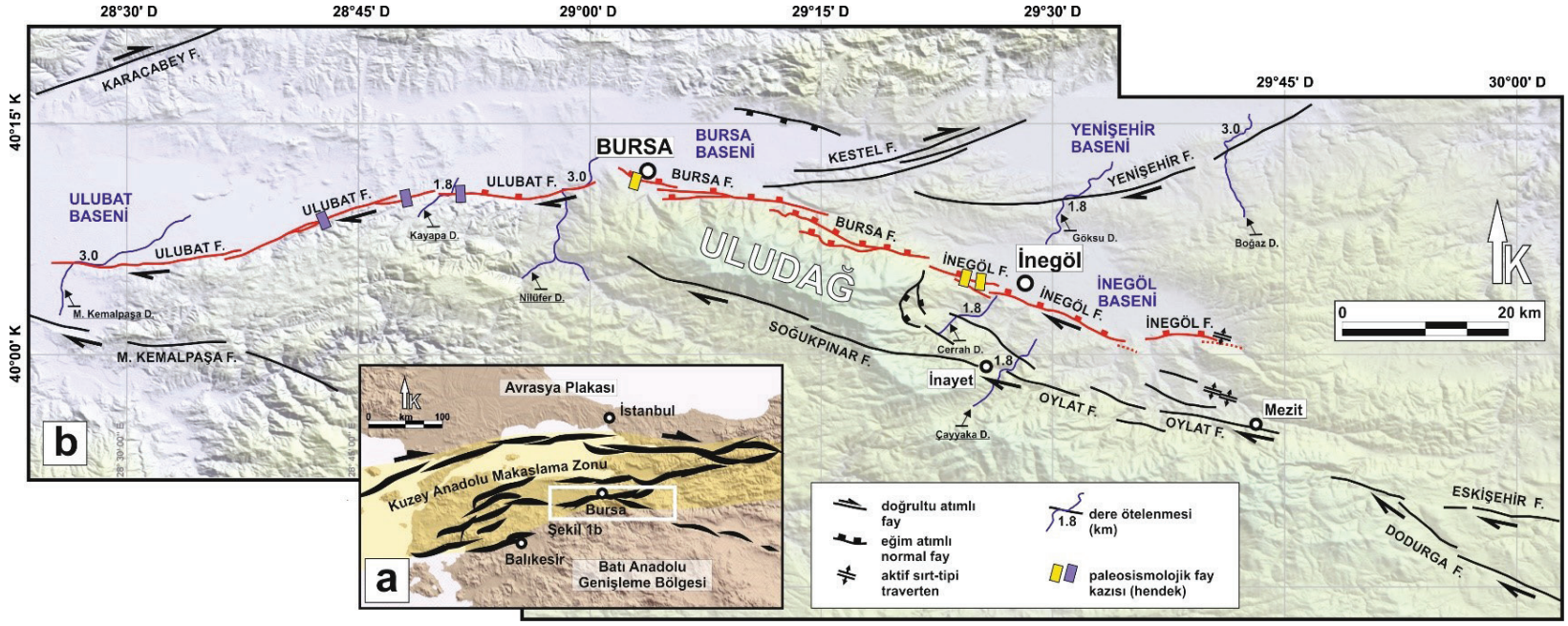
*Overall, these findings underscore the critical role of the faults in Bursa and its surroundings within the regional seismicity. In particular, the potential for sequential ruptures along the Bursa and İnegöl faults presents a significant earthquake hazard. This comprehensive analysis contributes to a deeper understanding of the seismotectonic dynamics of the region, providing valuable insights for seismic hazard assessment and risk mitigation efforts.*

***Keywords:*** *Paleoseismology, Bursa, active fault, seismic hazard.*

## GİRİŞ

Güney Marmara Bölgesi'nde konumlanan Uludağ yükselimi, Batı Anadolu Genişleme Bölgesi (BAGB) ile Kuzey Anadolu Makaslama Zonu (KAMZ) arasında özel bir tektonik konuma sahiptir. Aynı zamanda Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nun güney kollarını en güneyden sınırlamaktadır (Şengör vd., 2005, Okay vd., 2008, Özalp vd., 2013, Selim ve Tüysüz 2013) (Şekil 1a). Önceki çalışmalarda, Uludağ yükseliminin kuzey-kuzeydoğusunda konumlanan Bursa ve İnegöl fayları bazı araştırmacılar tarafından Eskişehir Fay Zonu ile de ilişkilendirilmiştir (örneğin McKenzie 1978, Okay 1984, Şengör vd., 1985, Şaroğlu vd., 1987, Barka vd., 1995, Emre vd., 2013, 2018 Seyitoğlu ve Esat 2022). Bununla birlikte, güncel çalışmaların ortak görüşü bu fayların KAFZ'nin etkisi altında şekillendiğini öne sürmektedir (Şengör 1979, Şengör vd., 1985, Barka ve Kadinsky Cade 1988, Barka 1992, Seyitoğlu vd., 2016). Örneğin bu bölge Şengör vd., (2005) tarafından KAMZ içerisine dahil edilmiştir. Bölgenin neotektonik resmini net şekilde ortaya koyan son çalışma ise Karabacak vd., (2022) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada Uludağ kuzey kesimini kontrol eden Ulubat, Bursa ve İnegöl faylarının KAFZ güney kolunu oluşturan segmentlerle benzer gerilme rejimi içerisinde geliştiği belirtilmiş ve en az 500 bin yıl önce KAFZ güney kolunun bölgeye ulaşması ile eş zamanlı aktive olduğu ortaya konulmuştur.

Güney Marmara Bölgesi'nde gerçekleştirilen GNSS ölçümleri ve modellemeler ile Uludağ yükseliminin kuzey kesiminde, KAFZ güney kolu üzerinde, 2,9 - 9,6 mm/yıl yanal ve 4,2 - 8,8 mm/yıl düşey hız hesaplanmıştır (Meade vd., 2002, Reilinger vd., 2006, Aktuğ vd., 2009). Bu deformasyonların Balıkesir ve Gemlik yakınlarında yeralan KAFZ kolları ile paylaşıldığı göz önünde bulundurulduğunda (Şekil 1a), Uludağ kuzeyini denetleyen fayların güncel deformasyona etkileri bakımından önemli bir role sahip olduğu anlaşılmaktadır. Ulubat, Bursa ve İnegöl fayları batıdan doğuya bir yay geometrisi ile Uludağ yükseliminin kuzeyini sınırlamaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade 1988, Özalp vd., 2013) (Şekil 1b). Ayrıca tarihsel dönem deprem kaynaklarına göre 27 Şubat 1855'te Ulubat Fayı'nın batı ucunda meydana gelen (M=7,3) ve 11 Nisan 1855'te Bursa Fayı boyunca oluşan (M=6,3) yıkıcı depremler (Sieberg 1932, Ambraseys ve Finkel 1991, Barka 1997, Eyidoğan vd., 1997), bu zondaki fay segmentlerinin yüzey kırığı üretme potansiyellerini ortaya koymaktadır. Bununla birlikte, literatürde yeralan çalışmalarda, Uludağ yükselimi kuzeyindeki fayların paleosismolojik davranışlarına ilişkin detaylı ve sistematik bulgular sınırlıdır (örneğin Karabacak vd., 2021).




**Şekil 1. a)** Kuzeybatı Anadolu'nun başlıca neotektonik bölgeleri ile çalışma alanının konumunu gösteren harita. Siyah çizgiler diri fay uzanımlarını belirtmektedir (taban haritası SRTM-3arc-second dijital verisi kullanılarak üretilmiştir). **b)** Bursa ve yakın çevresinde diri fay uzanımları. Faylar Emre vd., (2011a, 2011b ve 2011c), Özalp vd., (2013), Selim vd., (2013), Selim ve Tüysüz (2013), Seyitoğlu vd., (2016), Özaksoy (2018), Karabacak vd., (2021)'den faydalanılarak tarafımızdan arazide haritalanmıştır (taban haritası Aster GDEM dijital verisi kullanılarak üretilmiştir). Siyah çizgiler Kuvaterner, kırmızı çizgiler ise Holosen aktivitesi kanıtlanan diri fayları göstermektedir. Sarı dikdörtgenler bu çalışmada, mavi diktörtgenler ise Karabacak vd., (2021) çalışmasında gerçekleştirilen hendek lokasyonlarını göstermektedir.

***Figure 1. a)*** *Map showing the main neotectonic regions of Northwest Anatolia and the location of the study area. Black lines indicate active fault extensions (base map generated using SRTM-3arc-second digital data).* ***b)*** *Active fault extensions in Bursa and its vicinity. Faults were mapped by us based on Emre et al. (2011a, 2011b and 2011c), Özalp et al. (2013), Selim et al. (2013), Selim and Tüysüz (2013), Seyitoğlu et al. (2016),* Özaksoy *(2018), and Karabacak et al. (2021) (base map produced using Aster GDEM digital data). Black lines indicate Quaternary and red lines indicate active faults with proven Holocene activity. Yellow rectangles indicate trench locations in this study, and blue rectangles indicate trench locations in the study of Karabacak et al. (2021).*

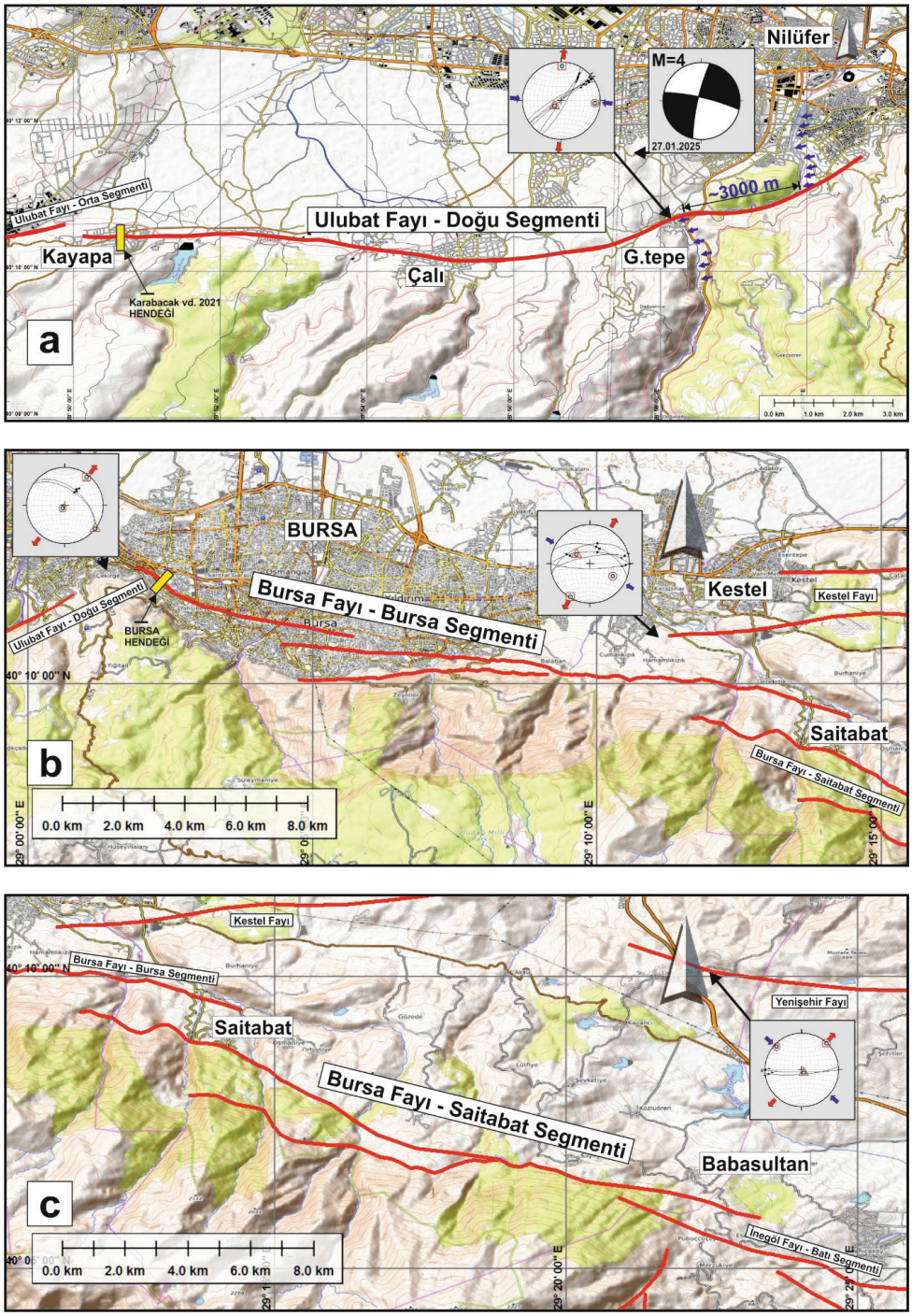
Bu çalışmada, Bursa İli ve çevresindeki önemli yerleşim merkezlerinde deprem tehlikesi açısından kritik öneme sahip ve Uludağ yükseliminin kuzey sınırını oluşturan Ulubat Fayı, Bursa Fayı ve İnegöl Fayı'nın karakteristik özelliklerinin (fay geometrisi, segment yapısı, kinematiği ve deprem davranışı) detaylı olarak ortaya konması amaçlanmıştır. Bu kapsamda, diri fay uzanımları jeolojik ve jeomorfolojik belirteçler kullanılarak haritalanmış, Ulubat Fayı, Bursa Fayı ve İnegöl Fayı boyunca gerçekleştirilen paleosismolojik hendek çalışmaları ile segment bazında deprem davranış özellikleri (gerçekleşen son depremin tarihi, depremlerin tekrarlanma aralığı ve oluşabilecek maksimum deprem büyüklüğü) ortaya konulmuştur.

## DİRİ FAYLARA İLİŞKİN BULGULAR

Bu çalışmada ortaya konulan diri faylara ilişkin jeolojik, jeomorfolojik arazi gözlemleri ve kinematik değerlendirmeler, gerçekleştirilen paleosismolojik çalışmalara temel oluşturacak düzeyde aşağıda sıralanmıştır. Bu kapsamda Ulubat Fayı ve segmentlerine ilişkin veriler Karabacak vd., (2021) çalışması, Soğukpınar Fayı ve Oylat Fayı verileri ise Alçiçek vd., (2023) çalışması temel alınarak yeniden sunulmuştur.

Ulubat Fayı yaklaşık 54 km boyunca arazide takip edilebilen, baskın olarak sağ yanal doğrultu atımlı bir Holosen fayıdır. Karabacak vd., (2021) tarafından geometrik özelliklerine ve sismolojik davranışına göre üç farklı segmente ayrılmaktadır (*Batı, Orta ve Doğu segmentleri*) (Şekil 1b). Ulubat Gölü'nün güney-güneybatısında yer alan *Batı segmenti*, yaklaşık 18 km uzunluğunda D-B doğrultusunda uzanır ve baskın sağ yanal hareket izleri (örneğin Mustafa Kemalpaşa Deresi'nde 3±0,1 km ötelenme) ile düşey bileşenli bir hareketi gösterir (Şekil 1b). Bu segment, doğu ucunda Ulubat Gölü kenarında 500 m güneye sıçrama yaparak Orta segmentten ayrılır ve 20°'lik bir açı farkı oluşturur (Şekil 1b). *Orta segment*, KD-GB yönünde 21 km uzunluğa sahiptir ve başlıca doğrultu atımlı hareket sergiler; KD'da çatallanarak güneyde topografik bir yükselime ulaşır ve Kayapa yakınlarında 20°lik bir sıçrama ile Doğu segmentine geçiş yapar (Şekil 1b ve 2a). *Doğu segmenti* ise D-B yönünde yay şeklinde uzanır, yer yer düşey hareket bileşenleri gösterirken doğu ucunda Nilüfer Deresi'nde 3±0,1 km sağ yanal ötelenme ile baskın yanal atım karakterinin izlerini sergiler (Şekil 2a).

Bursa Fayı, Uludağ yükseliminin kuzey sınırını oluşturan eğim atımlı normal bir fay olup, kuzeyindeki Bursa havzasının tektonik kontrolünü sağlamaktadır (Şekil 1b). Fay, yaklaşık 33 km uzunluğunda olup, DGD-BKB doğrultusunda uzanmaktadır ve iki temel segmente ayrılmaktadır: *Bursa ve Saitabat segmentleri. Bursa segmenti,* 21 km uzunluğa sahip olup (Şekil 2), batıda Uludağ yükseliminin kuzeye doğru kama şeklinde uzandığı bir bariyerle, Ulubat Fayı-Doğu segmenti arasında yaklaşık 4 km'lik bir ayraç oluşturmaktadır (Şekil 2b). Bursa şehir merkezini kapsayan batı uzanımı, KD-GB yönelimli segment geometrisi ve belirgin fay düzlemleriyle genişlemeli tektonik rejiminin izlerini taşımaktadır. Bu kesimde fay, şehir merkezinde yaklaşık birbirine paralel üç morfolojik kol boyunca izlenebilmekte ve doğuya doğru tek kol halinde devam ederek Saitabat Köyü kuzeyinde son bulmaktadır (Şekil 2b). *Saitabat segmenti,* Saitabat yakınlarında yaklaşık 1,3 km güney yönlü bir sıçrama ve 10° güney sapması göstererek, benzer bir geometri ile 18 km boyunca uzanmaktadır. Bursa ve Saitabat segmentleri, yaklaşık 3,5 km genişliğinde havzaya doğru basamaklı bir geometri oluşturmaktadır. Her iki segmentte de normal faylanma morfolojisi belirgindir. Saitabat segmenti, Babasultan civarına kadar izlenebilmekte ve doğuda İnegöl Havzası'nda sonlanmaktadır (Şekil 2c).




**Şekil 2. a)** Ulubat Fayı Doğu segmenti, **b)** Bursa Fayı Bursa segmenti ve **c)** Bursa Fayı Saitabat segmenti genel haritası (tabanlık Open Topo Map veri tabanından alınmıştır). Mavi oklar Nilüfer Çayı sağ yanal yerdeğiştirmesini, sarı dikdörtgenler hendek alanlarını göstermektedir.

***Figure 2.*** *General map of the Bursa Fault:* ***a)*** *Bursa segment and* ***b)*** *Saitabat segment (basemap was taken from the Open Topo Map database). Blue arrows show the right lateral displacement of Nilüfer Stream, whereas yellow rectangles show the trench areas.*

Uludağ yükseliminin güneyini sınırlandıran Soğukpınar Fayı sağ yanal doğrultu atım karakteri sergilemekte olup, D-GD yönünde Uludağ yükselim eksenini verev şekilde kesmektedir (Şekil 1b). Bu fayın D-GD yönündeki izi İnayet Köyü güneydoğusundan itibaren aynı doğrultuda devam ederek, erken dönemde normal faylanmaya ait deliller sunan sağ yanal doğrultu atımlı Oylat Fayı boyunca devam etmektedir. Bölgesel tektonik çerçevede, Soğukpınar ve Oylat fayları, İnegöl Neojen Havzasının güney sınırını oluşturan ve havzanın gelişiminde temel rol oynayan başlıca yapısal unsurlar olarak değerlendirilmektedir (Alçiçek vd., 2023).

Normal faylanma geometrisine sahip Bursa Fayı Saitabat segmenti doğuda İnegöl Havzası batı ucuna kadar uzanarak Babasultan Köyü yakınlarında sonlanır (Şekil 1b). Daha güneyde Babasultan doğusunda ise yaklaşık KB-GD doğrultusunda 33 km uzunluğundaki İnegöl Fayı konumlanır (Şekil 1b ve 3). İnegöl Havzası içerisinde Neojen ve Kuvaterner çökellerinin sınırını kontrol eden İnegöl Fayı geometrik uzanımı ve oblik faylanmaya işaret eden kinematik özellikleri ile Bursa Fayı'ndan ayrılır. Doğuya ilerledikçe sağ yanal doğrultu atımlı bir yapıya dönüşerek tektonik rejimdeki değişimi yansıtır.

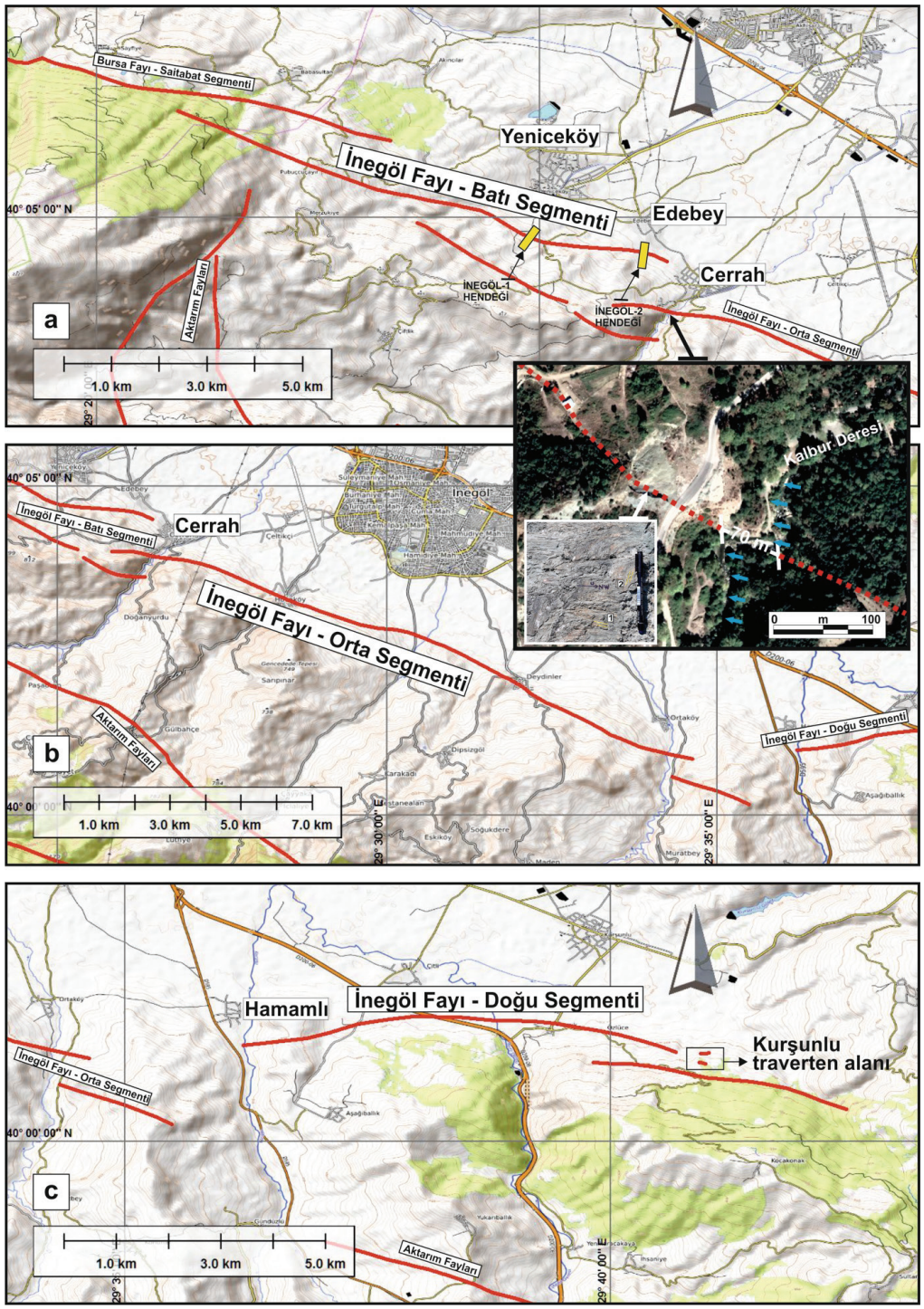
İnegöl Fayı arazide belirgin morfolojik izlerle takip edilebilen üç geometrik segmente ayrılır (Şekil 3). *Batı segment* Babasultan Köyü güneyinden Cerrah Köyü batısına kadar toplam 8,5 km uzanmaktadır (Şekil 3a). Bu segment boyunca sağ yanal dere ötelenmeleri belirgindir ve ötelenme miktarı, Yeniceköy Deresi üzerinde 450 m'ye ulaşmaktadır. Morfolojisi belirgin olan Batı segment 2 fay kazısı ile paleosismolojik olarak incelenmiştir. Daha doğuda *Orta segment* olarak isimlendirilen segment toplamda en az 16 km uzunluğa sahiptir ve çizgisel tek gidişlidir (Şekil 3b). Güneydoğusunda sağa sıçrayarak yaklaşık 2 km'lik bir çizgisellik sunarak sonlanmaktadır. Kinematik veriler geç dönemde segmentin sağ yanal bileşene sahip oblik atımlı normal karaktere evrildiğini göstermektedir (Alçiçek vd., 2023). Orta segmenti dik olarak katederek İneegöl havzasına doğru akan Kalbur Dere yatağında gözlenen yaklaşık 70 m'lik sağ yanal yerdeğiştirme bu segment boyunca ölçülen maksimum yanal yerdeğiştirme miktarıdır (Şekil 3b). İnegöl Fayı'na ait *Doğu Segment*, Hamamlı köyü yakınlarında (29°36' boylamından doğuya) başlayarak birbirine paralel/yaklaşık paralel 2 kol halinde kuzeye dışbükey bir yay geometrisi sunar (Şekil 3c). Yaklaşık doğu-batı uzanımlı kuzey kol, Kurşunlu (Bakmaca) traverten sahası yakınlarında sonlanırken güney kol GD yönünde Neojen çökelleri içerisinde Rüştiye ve Eskikaracakaya traverten sahalarında sonlanmaktadır (Şekil 1b).

Saitabat segmentinin doğu ucunda Bursa ve Oylat Fayları arasında ikincil fay uzanımları bulunmaktadır. Ana deformasyonu üstlenecek ölçekte uzanıma sahip olmayan ve normal faylanma geometrisine sahip Bursa Fayı ile doğrultu atımlı Oylat Fayları arasında oblik konumlanan bu kırıklar olasılıkla İnegöl havza oluşumunun başlangıcından itibaren genişlemeyi sağlayan ve baskın açılma geometrisi sunan ikincil yapılardır. Bu anlamda ana faylar arasında deformasyon aktarımını sağlayan bir rampayı kırarak şekillendirdikleri öngörülebilir. Bu özellikleri ile bu kırıklar, Alçiçek vd., (2023) tarafından aktarım fayları olarak tanımlanmıştır.

## PALEOSİSMOLOJİK FAY KAZILARI

### Bursa Hendeği

Bursa Hendeği, Bursa Fayı'nın doğu bölümünde yer alan Bursa Segmenti'nin şehir merkezi içerisindeki en kuzey kolu üzerinde yer almaktadır (Şekil 1b ve 2b). Bursa il merkezinde yer alan Reşat Oyal Parkı içinde, doğal görünümü insan etkisi ile bozulmuş, yaklaşık 5 metre yüksekliğe sahip olan kuzeye eğimli fay sarplığının önünde açılmıştır (Şekil 4a ve b).




**Şekil 3.** İnegöl Fayı. **a)** Batı, **b)** Orta ve **c)** Doğu segmentleri genel haritası (tabanlık Open Topo Map veri tabanından alınmıştır).

***Figure 3.*** *General map of the İnegöl Fault:* ***a)*** *Western segment,* ***b)*** *Central segment and* ***c)*** *Eastern segment (basemap was taken from the Open Topo Map database).*

Fay uzanımına dik olarak KKD-GGB doğrultusunda kazılan hendek yaklaşık 8 metre uzunluğunda ve ortalama 2.5 metre derinliğindedir. Bursa hendeğinin GD duvarı detaylı şekilde çalışılarak loglanmıştır (Şekil 4b). Hendek duvarlarında tane boyu, renk ve içerik bakımından yapılan stratigrafik değerlendirmeler sonucunda toplam sekiz farklı birim ayırt edilmiştir (Çizelge 1). Bu birimler, sedimanter çökel özellikleri göstermekte olup a-g harfleriyle belirtilmiştir. En üstte bulunan "h" birimi ise otopark alanına serilen stabilizasyon malzemesidir. Sedimanter paketler çalışma alanındaki yamaç eğimine paralel olarak kuzeydoğu yönünde düşük eğimli olarak çökelmiştir.

**Şekil 4. a)** Bursa Fayı'na ait Bursa Segmenti üzerinde şehir merkezinde açılan Bursa Hendeği (bakış yönü batıdır, kırmızı oklar olası diri fay uzanımına ait morfolojik çizgiselliği işaret etmektedir), **b)** Bursa Hendeği doğu duvarından bir görünüm. Kırmızı çizgiler Holosen yüzey kırıklarını (normal fay) göstermektedir.

***Figure 4. a)*** *The Bursa trench excavated in the city center along the Bursa Fault (view towards the west); red arrows indicate morphological lineaments associated with the possible active fault trace.* ***b)*** *East wall of the Bursa trench; red lines mark Holocene surface ruptures interpreted as normal faults.*

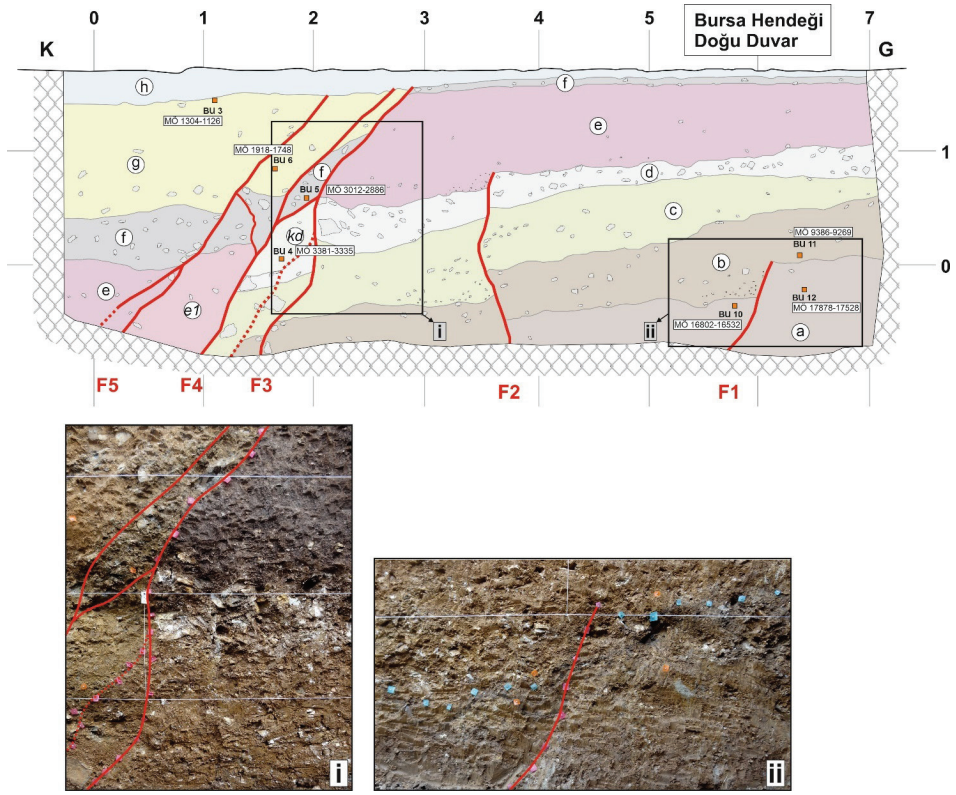
**Çizelge 1.** Hendeklere ait birim açıklamaları. (Birimlerin süperpozisyon ilişkilerine göre alttan üste doğru, sırasıyla yaşlıdan gence doğru sıralanmıştır)

***Table 1.*** *Unit descriptions from the trench walls. (According to the superposition relations of the units, they are listed from bottom to top, from oldest to youngest.)*

| | Stratigrafik birim | Açıklama |
|---|---|---|
| Bursa Hendeği | h | Stabilizasyon malzemesi (yapay dolgu) |
| | g | Sarımsı kahve ince kumlu silt |
| | f (f1) | Bol miktarda orta çakıl içeren açık kahve silt (f1 fay zonunda makaslanmış ilksel iç yapısını kaybetmiş f'den türemiş birimdir) |
| | e (e1) | Yer yer ince çakıl içeren kırmızımtırak silt (e1 fay zonunda örselenmiş ilksel iç yapısını kaybetmiş e biriminden türemiş birimdir) |
| | kd | Çoğunlukla "d" biriminden türemiş koluvyum |
| | d | Kil-ince kum matriksli köşeli ince-orta boy beyazımtırak çakıl |
| | c | Köşeli çakıllar içeren açık kahverengi silt |
| | b | Bol miktarda ince çakıl içeren turuncumsu kahve silt |
| | a | İnce çakıllı kil |
| İnegöl-1 (Yeniceköy) Hendeği | k | Bitkisel toprak |
| | j | Yarı köşeli orta boy çakıllar içeren açık kahverengi silt |
| | i | Sarımsı kahverengi ince-orta çakıllı silt |
| | h | Orta-iri boy köşeli-yarı köşeli çakıllar içeren kremsi silt |
| | g | Sarı killi silt |
| | f | Yer yer köşeli çakıllar içeren açık kahve kumlu silt |
| | e | Açık sarı ince çakıllı silt |
| | d | Kahverengi killi silt |
| | c | Sarımsı kahve silt |
| | b | Kahvemsi-kırmızı silt matriksli ince çakıl |
| | a (a1, a2, a3) | Kırmızımtırak kil-silt matriksli yarı köşeli orta-ince çakıl (a1'den 3'e çakıl boyutu incelmekte) |
| İnegöl-2 (Edebey) Hendeği | f | Bitkisel toprak |
| | e2 | Yarıköşeli çakıllar içeren kahverengi ince çakıllı kaba kum |
| | e1 | İnce çakıllı kahverengi kaba kum |
| | d2 | Koyu gri orta çakıllı seyrek kumlu kil-silt |
| | d1 | Açık gri seyrek kumlu kil-silt |
| | c | Yarı köşeli çakıllar içeren kahverengi kaba kumlu silt |
| | b3 | Sarımsı silt seviyeleri içeren grimsi-kahve bol kalişli seyrek kumlu silt |
| | b2 | Sarımsı silt seviyeleri içeren açık gri bol kalişli seyrek kumlu silt |
| | b1 | Kahverengi bol kalişli ince kumlu silt |
| | a | Yer-yer orta-ince yarı köşeli çakıl içeren koyu gri kil |

Bursa hendeğinde 5 ana kırık zonunun varlığı dikkati çekmektedir (Şekil 5). Jeolojik birimlerdeki süperpozisyon ve kesen-kesilen ilişkilerine göre en yaşlıdan gence bu zonlar F1, F2, F3, F4 ve F5 şeklinde adlandırılmışlardır. Hendeğin 5. ile 6. metreleri arasında konumlanan F1 kırığı, yüzeyin yaklaşık 160 cm altına kadar ulaşmakta ve stratigrafik olarak en yaşlı konumdaki "a"

birimini kesmektedir. Bu kırık boyunca "a" birimi üst sınırında 40 cm'lik düşey yerdeğiştirme izlenmektedir. F1 kırığı "b" birimi tarafından örtülmektedir. Hendek duvarının orta kesiminde bulunan F2 kırığı, tabandan itibaren 4 birimi kesmektedir. Yaklaşık dik bir geometriye sahip kırık boyunca daha derinde "a" ve "b" birimlerindeki düşey yerdeğiştirme miktarı (30 cm), yüzeye daha yakın konumdaki "c" ve "d" birimlerindeki düşey yerdeğiştirmelerin iki katıdır. Daha üstteki "c" ve "d" birimlerindeki yerdeğiştirmenin bir sismik olayla ilişkilendirildiği durumda, alt seviyelerdeki "a" ve "b" birimlerinin en az 2 kez kırıldığı yorumu yapılabilir. Bununla birlikte, "a" ve "b" birimlerini birlikte kesen bu eski olay, yalnızca "a" birimini kesen F1 fayı üzerindeki olaydan farklıdır. Hendek duvarında en genç faylanmalar kuzey kesimde öbeklenmiştir. Genel anlamda eğim atımlı normal fay karakteristiği gösteren F3, F4 ve F5 kırıkları birbirleri ile uyumlu ve yaklaşık 60 derece kuzeydoğuya eğimlidirler. Bu 3 kırık hendekteki tüm birimleri keserek yüzeye kadar ulaşmaktadır. Eğer F3 fayının en son kestiği birim sınırı "d" birimi üst yüzeyi olarak kabul edilirse, bu olayın F2 fayındaki genç yerdeğiştirme ile eş zamanlı gerçekleştiği değerlendirilir. Bu durumda "kd" birimi bu depremin kolüvyumu olarak yorumlanabilir. F2 ve F3 fayını eşzamanlı kıran olayın düşey yerdeğiştirme miktarı toplam 40 cm olarak hesaplanmıştır. F4 ve F5 faylarının üst kısmı yüzeyde insan müdahalesi ile tıraşlanmış olmasına rağmen "e" ve "f" birimlerinde gözlenen yerdeğiştirme izleri, bu fayların geçmişte 3 ayrı yüzey faylanması olayı ürettiğine işaret etmektedir. Bu olaylar, yaklaşık 150 cm toplam düşey yerdeğiştirme oluşturmuştur.




**Şekil 5.** Bursa Hendeği doğu duvarının yorumlanmış logu ve hendek fotoğrafları.

***Figure 5.*** *Interpreted log of the east wall of the Bursa trench and photos from the trench.*

Hendek duvarında stratigrafik seviyelerden 7 ayrı numuneden Karbon-14 yaş analizi yapılmıştır (Çizelge 2). "a, b, kd, f, g" birimlerinden yapılan yaş analizleri hendek içerisindeki stratigrafik gözlemleri ve göreceli yaş ilişkilerini doğrular niteliktedir. Bu analiz sonuçlarına göre F1 kırığını örten "b" biriminin alt sınırı MÖ 9300'lere (BU11) tarihlenmiştir. "a" birimini temsil eden BU10 ve BU12 numunelerinin tarihlendirme sonuçları ile birlikte değerlendirildiğinde hendekte gözlemlenen en eski depremin günümüzden yaklaşık 12-13 bin yıl önce meydana gelmiş olabileceğini göstermektedir. F2 kırığında gözlemlenen eski olay "b" birimini de kesmektedir. BU11 ve BU4 yaş analizleri, bu depremin MÖ 9269 ile MÖ 2501 yılları arasında gerçekleştiğine işaret etmektedir. Aynı kırıktaki genç olay ise kesen-kesilen ilişkisine göre, olasılıkla F3 kırığındaki ilk olay ile eş yaşlı olmalıdır. "kd" birimi bu olayın oluşturduğu kolüvyum olarak değerlendirildiğinde, BU4 etiketl numunenin Karbon-14 yaş tayini sonucu, depremin MÖ 3381'den hemen önce meydana geldiğini göstermektedir. F4 kırığında en az iki ayrı olayın izleri gözlenmektedir. F4 kırığının yüzeye doğru daha güneye dallanan, F3 kırığının üst kesimini kullanarak yüzeye uzanmakta ve "f" birimini keserek öteleme oluşturmaktadır.

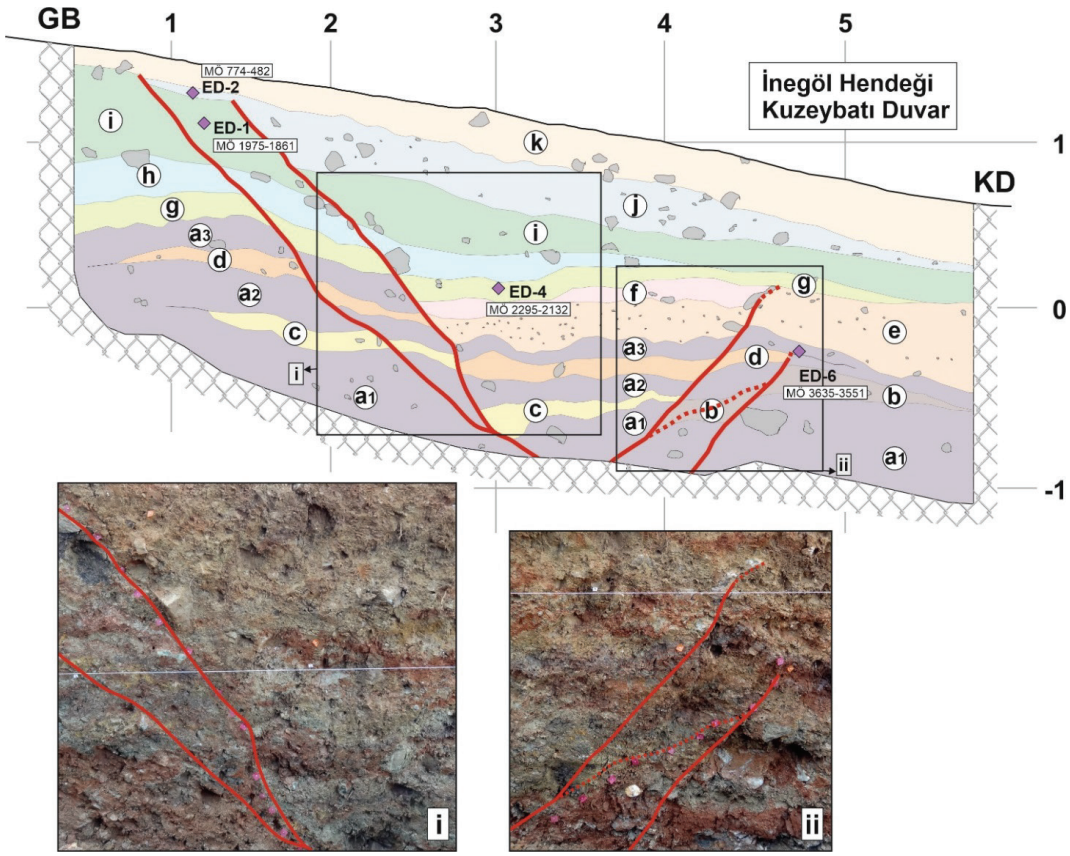
Bu durum hendekte gözlemlenen 4 numaralı olayın MÖ 3012-2886 (BU5) tarihinden sonra meydana geldiğini göstermektedir. Aynı kırığın (F4) diğer ucu ise "g" birimi içerisinden yüzeye ulaşarak bir sonraki olayı (5 numaralı) temsil etmektedir. "g" biriminden alınan BU3 ve BU6 örneklerinin Karbon-14 yaş tayini bu olayın MÖ 1126'dan sonra meydana geldiğini açıkça göstermektedir. En genç kırık olarak yorumlanan F5, olasılıkla Bursa'yı etkilediği bilinen MS 1855 depremi ile ilişkilidir. Eldeki veriler, Bursa Fayı üzerinde, son 12000 yılda, en az 6 ayrı yüzey faylanmasına neden olan yıkıcı depremlerin meydana geldiğini ortaya koymaktadır. Hendek içerisinde gözlenen fay geometrisi ve litolojilerdeki yerdeğiştmeler, kuzeydoğu bloğunun düştüğüne ve Bursa Fayı'nın eğim atımlı normal karakterine işaret etmektedir. Elde edilen bulgulara göre, Bursa Fayı'nın havzaya (kuzeydoğuya) doğru gençleşmekte ve yaklaşık 2000 yılda bir tekrarlanan yıkıcı depremler üretmektedir. Her bir depremde ortalama 50 cm'ye ulaşan düşey yerdeğiştirmeler meydana gelmektedir. Bunlara ek olarak "f" ve "kd" birimlerinden elde edilen (MÖ 3381 ile MÖ 2886 arası) Karbon-14 yaş analiz sonuçları dikkate alındığında "e" ve "f" birimlerinde gözlenen gözlenen yaklaşık 152±10 cm'lik toplam düşey yerdeğiştirme Bursa Fayı üzerinde en az 0,30±0,04 mm/yıl düşey kayma hızını ortaya koymaktadır.

**İnegöl-1 (Yeniceköy) Hendeği**

İnegöl Fayı'na ait Batı Segmenti üzerinde, İnegöl'e bağlı Yeniceköy yerleşim yeri güneyinde yer almaktadır (Şekil 1b ve 3a). Bu alanda, BKB-DGD uzanımlı ve çizgisel gidişli sarplıklarla belirgin fay morfolojisi üzerinde yaklaşık KD-GB uzanımlı bir hendek kazısı gerçekleştirilmiştir (Şekil 6). Toplam 7 metre uzunluğuna sahip fay kazısının derinliği ortalama 2 metredir (Şekil 7). Hendeğin doğu duvarı çökmüş, ilk anda stabil kalan batı duvar loglanmış ve detaylı çalışılmıştır. Hendek logunda toplam 11 farklı stratigrafik birim ayırt edilmiştir (Çizelge 1). Sedimanter çökel özellikleri taşıyan bu birimler ("a"dan "k"ya) genel olarak, yer yer orta boy köşeli ve yarı-köşeli çakıllar içeren kil, silt ve kum ardalanması görünümündedir. Sedimanter paketler, yamaç eğimine uyumlu olarak kuzeye doğru düşük eğimli olarak çökelmiştir (Şekil 7).

**Şekil 6.** İnegöl-1 (Yeniceköy) Hendeği kazı lokasyonu (arka planda İnegöl Havzası ve İnegöl İlçesi görünmektedir; bakış yönü KKD).

***Figure 6.*** *Location of the İnegöl-1 (Yeniceköy) trench excavation. The İnegöl Basin and the İnegöl settlement are visible in the background (view direction: NNE).*




**Şekil 7.** İnegöl-1 (Yeniceköy) Hendeği kuzeybatı duvarının yorumlanmış logu ve hendek fotoğrafları.

***Figure 7.*** *Interpreted log of the northwest wall of the İnegöl-1 (Yeniceköy) trench and photos from the trench.*

İnegöl hendeğinde ilk 3 metre içerisinde kuzeye eğimli bir ana kırık zonu belirgin şekilde izlenmektedir. Bu alanda yüzeye doğru çatallanan kırık zonu, bir ana fay ve bu faydan güney yönünde ayrılan bir sintetik koldan oluşmaktadır. Ana kırık zonu 50 derece kuzeye eğimli bir normal fay geometrisi sergilemekte olup, kuzey blok aşağı yönde hareket etmektedir. Hendeğin kuzeyinde gözlemlenen ve güneye eğimli 2 ayrı kırık ise ana fayın antitetik kolları görünümünü sunmaktadır. Bu iki antitetik kırık, en az iki ayrı depreme işaret etmekte; ancak üst seviyelere kadar ulaşmamış olmaları (en genci g birimi tarafından örtülmüştür), son deprem sırasında bu kolların hareket etmediğini veya yeni bir antitetik kırık gelişmediğini göstermektedir. Ana kırık zonu, hendekteki tüm stratigrafik birimleri keserek, bitkisel toprak birimi (k) alt sınırına kadar ulaşmaktadır. Ana kırığın kestiği sedimanter çökellerde meydana getirdiği düşey yerdeğiştirme üstteki birimlerde (g, h, i, j) yaklaşık 40 cm olarak ölçülmüştür. Bununla birlikte daha alttaki birimlerde (a, c, d) yerdeğiştirme miktarı toplam 60 cm'ye ulaşmaktadır. Bu veriler, hendekte en az ve olasılıkla üç farklı yüzey faylanmasının izlerini ortaya koymaktadır.

İnegöl hendeğinde toplam 4 farklı seviyeden Karbon-14 yaş analizi yapılmıştır (Çizelge 2). "a, g, i, j" birimlerinden toplanan örneklerin yapılan yaş tayini analizleri hendek içerisindeki stratigrafik gözlemleri ve göreceli yaş ilişkilerini doğrular niteliktedir. Analiz sonuçlarına göre, en kuzeyde tanımlanan ve üzerinde yer alan a3 birimi tarafından örtülen antitetik fayın, olasılıkla MÖ 3600'lü yıllardan önce kırıldığı değerlendirilmiştir. Daha genç olan antitetik fay ise, bu fayı örten "g" biriminden elde edilen (ED4) yaş analizine göre, MÖ 2300 ile 3500 yılları arasında meydana gelen bir depremle ilişkili olmalıdır. Ana kırık zonunda gözlemlenen en son yüzey faylanması, bu fayı alttan ve üstten sınırlandırılan ED1 ve ED2 yaşları ile tarihlendirilmiştir. Bu verilere göre, söz konusu depremin MÖ 500'lerden hemen önce meydana geldiği anlaşılmaktadır. Eldeki veriler İnegöl Fayı'nın tekrarlanan yüzey kırıkları ürettiğini ve batı segmenti boyunca baskın olarak eğim atımlı normal fay karakteri sergilediğini ortaya koymaktadır. Mevcut gözlem v ebulgulara göre, fayın yaklaşık 2000-2500 yıllık aralıklarla tekrarlanan yüzey kırıkları geliştirdiği ve her bir depremde 20 ile 40 cm arasında değişen düşey yerdeğiştirmeler oluşturduğu değerlendirilmektedir. Mevcut paleosismolojik kayıtlar son yüzey kırığının günümüzden 2500 yıl önce oluşmuş olabileceğini göstermektedir. Bu bulgular, İnegöl Fayı üzerinde, en az 20 cm düşey yerdeğiştirme üretebilecek potansiyel bir depremin, sismik döngü dinamikleri çerçevesinde, kısa vadede meydana gelme riskinin oldukça yüksek olduğunu güçlü bir şekilde ortaya koymaktadır.

**İnegöl-2 (Edebey) Hendeği**

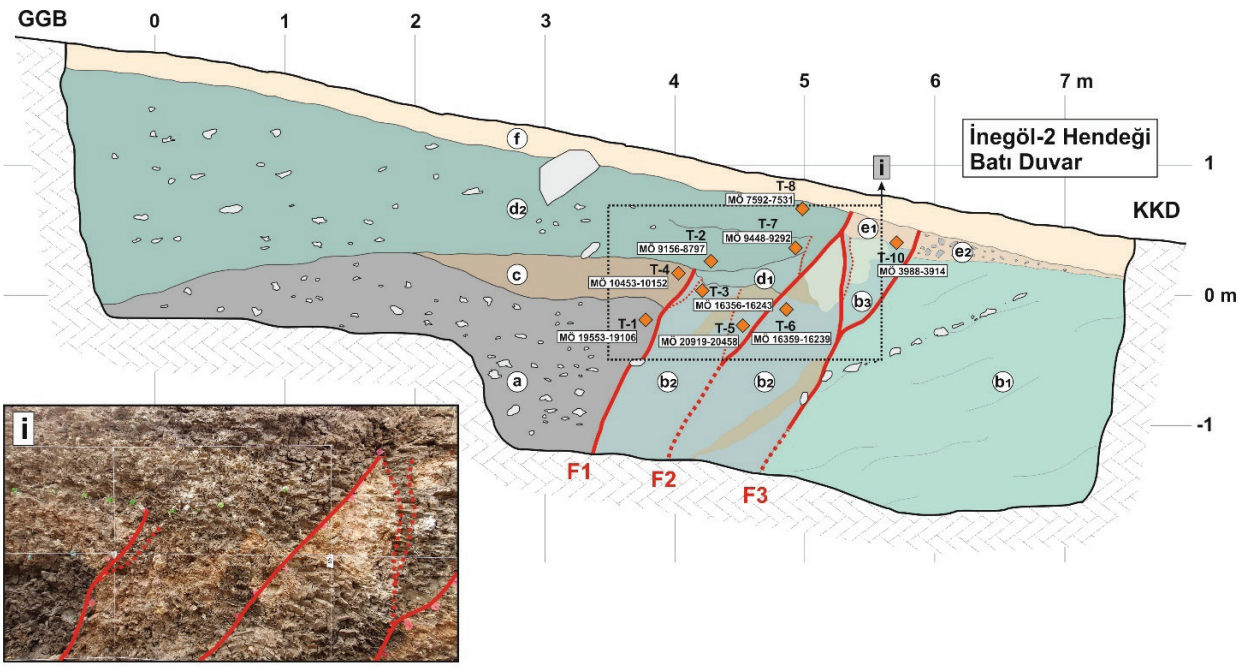
İnegöl Fayı'na ait Batı Segment boyunca, İnegöl'e bağlı Edebey Mahallesi güneyinde, yaklaşık KKD-GGB uzanımlı hendek kazısı gerçekleştirilmiştir (Şekil 3a). Hendek yaklaşık 2,5 metre derinliğine sahiptir. Kazı alanı, meyve ağaçları ile örtülü olduğundan, yüzey bozulmasının en aza indirilebilmesi amacıyla kazı genişliği minimum seviyede tutulmuş ve hendek uzunluğu 8 metre ile sınırlandırılmıştır. Hendek logunda toplam 7 farklı stratigrafik birim ayırt edilmiştir (Çizelge 1). Hendek, yaklaşık kuzeydoğu yönünde uzanan yayvan bir vadinin batı çökel düzlüğünde konumlanmaktadır. Hendeğin duvarlarında gözlenen birimler, belirgin sedimanter çökel özellikleri sergilemektedir. Çökellerin iç yapılarındaki güney yönlü belirgin olmayan tabakalanmalar ve çakıl imbrikasyonları izlenmektedir. Bu iç yapı özellikleri birimlerin çapraz tabakalanma özellikleri taşıyan ince taneli çökel katmanlarından oluştuğunu ortaya koymakta ve bunların flüvyal malzeme karakterini güçlendirmektedir.

**Çizelge 2.** Hendeklere ait radyokarbon yaş tayini analiz sonuçları, geleneksel radyokarbon yaşlarının (conventional) toplam izotop dağılımları dikkate alınarak düzeltilmesiyle elde edilmiştir. Bu düzeltmeler, Reimer vd., (2013) tarafından hazırlanan kalibrasyon veri tabanları kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Elde edilen radyokarbon yaşları, OxCal formatında takvim yaşına dönüştürülmüş ve Ramsey (2009) tarafından önerilen olasılık yöntemi kullanılarak en yüksek ihtimalli yaş aralıkları belirlenmiştir. Kalibrasyon işlemi, INTCAL13 eğrisi esas alınarak yapılmış ve analiz sonuçları güven aralıklarıyla birlikte sunulmuştur.

***Table 2.*** *Radiocarbon dating results from the trenches were obtained by calibrating conventional radiocarbon ages using total isotopic composition, thereby accounting for isotopic fractionation. These corrections were made using calibration databases prepared by Reimer et al. (2013). The radiocarbon ages obtained were converted to the calendar age in the OxCal format, and the most probable age ranges were determined using the probability method proposed by Ramsey (2009). The calibration process was based on the INTCAL13 curve, and the analysis results were presented with confidence intervals.*

| **Hendek** | **Stratigrafik birim** | Örnek No | **Geleneksel radyokarbon yaşı (GÖ)** | **Takvim yılına kalibre edilmiş radyokarbon yaşı** | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | | **Olasılık (%)** | **Tarih (MÖ/MS)** |
| Bursa Hendeği | g | BU-3 | 3000±30 | 89,5 | MÖ 1304-1126 |
| | kd | BU-4 | 4600±30 | 45,4<br>44,4 | MÖ 3381-3335<br>MÖ 3501-3431 |
| | f | BU-5 | 4310±30 | 95,4 | MÖ 3012-2886 |
| | g | BU-6 | 3510±30 | 95,4 | MÖ 1918-1748 |
| | a | BU-10 | 15340±50 | 95,4 | MÖ 16802-16532 |
| | b | BU-11 | 9880±30 | 94,8 | MÖ 9386-9269 |
| | a | BU-12 | 16260±40 | 95,4 | MÖ 17878-17528 |
| İnegöl-1 (Yeniceköy) Hendeği | i | ED-1 | 3550±30 | 67,7 | MÖ 1975-1861 |
| | j | ED-2 | 2480±30 | 94,9 | MÖ 774-482 |
| | g | ED-4 | 3780±30 | 92,9 | MÖ 2295-2132 |
| | b | ED-6 | 4730±30 | 44,6<br>30,1<br>20,6 | MÖ 3635-3551<br>MÖ 3452-3377<br>MÖ 3541-3497 |
| İnegöl-2 (Edebey) Hendeği | d2 | T-8 | 8520±30 | 95,4 | MÖ 7592-7531 |
| | d2 | T-2 | 9580±30 | 95,4 | MÖ 9156-8797 |
| | d2 | T-7 | 9910±30 | 95,4 | MÖ 9448-9292 |
| | c | T-4 | 10440±40 | 59,0<br>19,2<br>17,2 | MÖ 10453-10152<br>MÖ 10661-10586<br>MÖ 10549-10476 |
| | b3 | T-10 | 5130±30 | 53,6<br>42,0<br>39,9 | MÖ 3988-3914<br>MÖ 3978-3944<br>MÖ 3877-3804 |
| | b2 | T-3 | 14980±40 | 79,5<br>68,2 | MÖ 16356-16243<br>MÖ 16335-16266 |
| | b2 | T-6 | 14980±50 | 73,4<br>66,7 | MÖ 16359-16239<br>MÖ 16343-16257 |
| | b2 | T-5 | 18670±60 | 95,4 | MÖ 20919-20458 |
| | a | T-1 | 17660±50 | 85,8<br>68,2 | MÖ 19553-19106<br>MÖ 19763-19602 |

İnegöl-2 Hendeğinin iki duvarı ayrıntılı olarak incelenmiş, olay bütününü iyi şekilde yansıttığı düşünülen batı duvarı detaylı şekilde loglanmıştır (Şekil 8). Bu incelemelere göre hendek duvarlarında yaklaşık 3. ve 6. metreler arasında 3 ana kırıktan oluşan bir fay zonu ayırt edilmiştir. Kırıklar genel olarak yüksek açılı, güneye eğimli ve yer yer düşeye yakın geometriye sahiplerdir. Zonun en güneyinde yeralan ve F1 olarak adlandırılan süreksizlik, "a" ve "c" birimlerini kuzeyinden sınırlandırmakta ve yüzeyin yaklaşık 80 cm altında "d2" birimi tarafından örtülmektedir. "d2" birimi yaklaşık 1 m kuzeyde, F2 kırığı tarafından kesilmektedir. Bu kırık stratigrafik olarak "b2" birimi içerisinde konumlanmakta ve yüzeye yakın kesimde bitkisel toprak (f) tarafından örtülmektedir. F2 kırığının yüzeye yakın kesiminin kuzeyinde gözlenen "e1" birimi bu fay tarafından kontrol edilen kolüvyal bir çökel olarak yorumlanmıştır. F3 kırığı ise sırasıyla "b1" ve "b2-b3" birimlerinin sınırını oluşturarak yüzeye yakın kesimde "e1" birimini kesmektedir. Ayrıca, F3 kırığının kuzeyinde bulunan "e2" birimi, kolüvyal bir kama (colluvial wedge) özelliği sergilemektedir. Stratigrafik birimlerde düşey yönde belirgin bir yerdeğiştirme ayırımı yapılamamış olmakla birlikte, fayların kuzeye doğru gençleştiği belirlenmiştir. Fayların düşeye yakın geometrileri ve stratigrafik ilişkileri, bölgede olasılıkla doğrultu atımın baskın olduğu bir faylanma karakterini işaret etmektedir.




**Şekil 8.** İnegöl-2 (Edebey) Hendeği batı duvarının yorumlanmış logu ve hendek fotoğrafı.

***Figure 8.*** *Interpreted log of the west wall of the İnegöl-2 (Edebey) trench and photo from the trench.*

İnegöl-2 hendeğinde toplam 9 adet Karbon-14 yaş analizi yapılmıştır (Çizelge 2). "a, b2, b3, c ve d2" birimlerinden elde edilen yaş analizleri, stratigrafik gözlemlerle uyumlu olup, olası yaş ilişkilerini doğrular niteliktedir. Yapılan analiz sonuçlarına göre, hendeğin en güneyinde yer alan F1 fayı, en eski olayı temsil etmektedir. Bu kırık alttan T-3 ve T-4 yaşları ile, üstten ise T-2 ve T-7 yaşları ile iyi şekilde sınırlandırılmıştır. Bu veriler, F1 fayında meydana gelen yüzey kırığının MÖ 10152 ile MÖ 9448 yılları arasında gerçekleşen bir depremle ilişkili olabileceğini göstermektedir. F2 fayı, en üst seviyede T-8 yaşı ile tarihlenen "d2" biriminin çökelmesinden sonra çalışmış olmalıdır. Ayrıca, F2 fayının yüzeye yakın kesimi, daha kuzeydeki F3 fayından ayrılan bir kol tarafından tekrar kullanılmıştır. Bu fay kolunun kuzeyinde yer alan kolüvyal dolguda yapılan yaş analizi (T-10 yaşı) kolüvyumun alt kesimini tarihlemiş ve bu olayın MÖ 3988 – 3914 yılları hemen öncesinde meydana gelen bir depremle ilişkili olduğunu ortaya koymuştur. F3 fayından ayrılan kolun, F2 fayından sonra oluşmuş bir yüzey kırığı olma ihtimali, T-8 ile T-10 yaşları arasındaki zaman farkı göz önünde bulundurulduğunda, F2 fayının MÖ 7531 ile MÖ 3988 yılları arasında en az bir kez daha kırıldığını düşündürmektedir. Bu bulgu, F2 fayının çok evreli bir faylanma geçmişine sahip olduğunu ve aynı fay düzleminin farklı dönemlerde yeniden aktifleştiğini ortaya koymaktadır. İnegöl-2 hendeğinde tespit edilen en genç faylanma ise F3 fayı tarafından temsil edilmektedir. F3 fayı, stratigrafik olarak en üstte yer alan "e1" birimini sınırlandırmaktadır. Bu yüzey kırığı ile ilişkili olarak gelişmiş "e2" kolüvyumu, faylanmayı üstten sınırlandıracak kesin bir yaş sunmamış olmakla birlikte, yapılan stratigrafik değerlendirme, bu depremin MÖ 3914 sonrası bir sismik olayla ilişkili olduğunu güçlü bir şekilde ortaya koymaktadır.

Bu çok evreli faylanma dizisi, İnegöl-2 hendeği boyunca, özellikle F2 ve F3 faylarının uzun bir jeolojik zaman dilimi boyunca farklı dönemlerde etkinleştiğini ve yüzey kırıkları ürettiğini göstermektedir. Bu bulgular, İnegöl Fayı'nın karmaşık bir sismik geçmişe sahip olduğunu ve farklı dönemlerde meydana gelen depremlerle sürekli olarak yeniden aktive olduğunu kanıtlamaktadır.

## TARTIŞMA

Bursa ili çevresinde yürütülen paleosismolojik hendek çalışmalarından elde edilen bulgular, Uludağ Yükselimi'nin kuzeyini sınırlayan fayların bölgenin sismotektonik dinamikleri ve depremselliği üzerinde kritik bir rol oynadığını açıkça ortaya koymaktadır. Gerçekleştirilen ayrıntılı paleosismolojik analizler sonucunda, her bir fay boyunca elde edilen veriler ve bu veriler temelinde yorumlanan fayların karakteristik sismik davranışları, bölgedeki tektonik rejimin evrimi ve deprem tekrarlama potansiyeli açısından önemli ipuçları sunmaktadır.

Karabacak vd., (2021) tarafından Ulubat Fayı boyunca yürütlen v ebu uzanım boyunca Orta ve Doğu segmentlerde paleosismolojik ilk verileri sunan çalışmalar, son 16 bin yılda en az altı eski deprem izinin varlığını ortaya koymuştur. Bu çalışma kapsamında tarihsel kayıtlarla ilişkilendirilen yaş verileri Ulubat Fayı'na ait Doğu ve Orta segmentler boyunca en son yüzey kırıklarının sırasıyla MS <161 (veya MS 170) (I=IX) ve MS 1143 (M=6,0) depremleri ile oluştuğunu ortaya çıkartmıştır. Batı segmentine ilişkin ise doğrudan bir paleosismolojik ortaya konulamamıştır. Bununla birlikte, tarihsel kaynaklar 28 Şubat 1855 (M=7,3) tarihinde meydana gelen büyük depremin bu segment boyunca yüzey kırığı oluşturmuş olabileceğine işaret etmektedir (örneğin; Öztin ve Bayülke 1990, Ambraseys ve Finkel 1991, Barka 1997). Bu bulgular Ulubat Fayı boyunca deprem aktivitesinin, son iki bin yıllık süreçte, batıya doğru göç ettiğini ve Bursa'nın Nilüfer ilçesine en yakın konumda yeralan Doğu segmentte

yaklaşık 1855 yıllık bir sismik suskunluk dönemi olduğunu ortaya koymuştur (Karabacak vd., 2021). Dahası, 27 Ocak 2025 tarihinde Nilüfer'de meydana gelen M=4,0 büyüklüğündeki depremin lokasyonu ve mekanizması (Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi kayıtları) tarafımızdan arazi gözlemleri ile ortaya konulan fay uzanımı ve kinematiği ile oldukça uyumludur (Şekil 2a). Bu durum, bölgenin potansiyel deprem riski açısından dikkatle değerlendirilmesi gerektiğini vurgulamaktadır.

Bursa Fayı boyunca yürütülen çalışmalar, eğim atımlı normal faylanmanın açık delillerini ortaya koymuştur. Toplam 39 km uzunluğa sahip olan Bursa Fayı boyunca iki segment ayırt edilmiştir. Bursa segmenti (21 km) ve Saitabat segmenti (18 km) olarak adlandırılan bu segmentler, normal faylanma geometrisi sergilemektedir. Bursa segmenti üzerinde yürütülen paleosismolojik çalışmalar ile, son 12 bin yılda en az 6 ayrı yüzey faylanmasının varlığı ayırt edilmiştir (Çizelge 3). Elde edilen bulgular, kuzey bloğunun düşmesiyle karakterize edilen eğim atımlı normal faylanmanın, fay boyunca kuzey yönünde gençleştiğini açıkça ortaya koymaktadır. Tarihlendirilen eski depremler geçmişte meydana gelen yüzey faylanma olaylarının yaklaşık 2000 yıllık aralıklarla tekrarlandığını ve her bir depremde yaklaşık 50 cm'ye ulaşan düşey yerdeğiştirmelerin meydana geldiğini göstermektedir. Yerdeğiştirmelerin yaş analizi Bursa Fayı düşey kayma hızının en az 0,30±0,04 mm/yıl olduğunu delillendirmektedir. Bursa Fayı üzerindeki son yüzey faylanması ise lokasyondaki aşınma nedeniyle kesin olarak tarihlendirilememiştir. Ancak tarihsel kayıtlarda bu uzanımın 11 Nisan 1855 tarihinde meydana gelen büyük deprem sırasında kırılmış olabileceğine yönelik genel bir görüş birliği bulunmaktadır (Örneğin Sandison, 1885; Sieberg, 1932 ve Barka, 1997). Bu nedenle, bu çalışmada Bursa hendeği içerisinde gözlenen son yüzey kırığı, genel kabul gören değerlendirmeler doğrultusunda 1855 Bursa depremi ile ilişkilendirilmiştir. Bununla birlikte, Bursa şehir merkezinin yaklaşık 10 km güneyinde yeralan Soğukpınar Fayı ve doğu uzanımındaki Oylat Fayı da diri faylanmaya ilişkin deliller sunmaktadır ve şehri etkileyebilecek büyüklükte deprem üretme potansiyeline sahiptir. Örneğin, bu uzanım üzerindeki güncel 1,8 km'ye ulaşan ve fay kinematikleri ile uyumlu sağ yanal yerdeğiştirmeler (Çayyaka Deresi, Şekil 1b) ve Karabacak vd., (2022) tarafından yapılan fay düzlemi tarihlendirmeleri fayların Geç Kuvaterner aktivitesine önemli deliller sunmaktadır. Bu durum, 11 Nisan 1855 Bursa depreminin yalnızca Bursa Fayı'na atfedilmesinin eksik bir açıklama olabileceğini göstermektedir. Bu nedenle, bu fay sistemleri üzerinde paleosismolojik araştırmaların yürütülmesi, 1855 depreminin hangi fay üzerinde meydana geldiğine ilişkin yüksek çözünürlüklü ve güvenilir kanıtlar sağlanması açısından kritik önemdedir. Dahası Bursa Fayı'nda meydana gelen bir depremin çevredeki faylara gerilim transferi yapabileceği gözönünde bulundurulduğunda bölgenin sismik tehlike analizlerinin bilimsel temellere dayandırılması anlamında bu depremin kaynak fayının kesinleştirilmesi önemlidir.

**Çizelge 3.** Bursa Fayı üzerinde kazılan hendekte tarihlendirilen olay seviyeleri ve yorumlanan olası eski deprem tarihleri.

***Table 3.*** *Dated event horizons identified in the trench excavated along the Bursa Fault and the interpreted timing of possible paleoearthquakes.*

| Olay | Olayları sınırlayan örnekler* | Olası deprem (yıl, GÖ) |
|---|---|---|
| **6** | MS 1855 ? | 170 |
| **5** | BU3, BU6 - MS 1855 arası | 500-3000 |
| **4** | BU5 – BU3, BU6 arası | 3000-4500 |
| **3** | BU4 - BU5 arası | ~5500 |
| **2** | BU11 – BU4 arası | 5500-11000 |
| **1** | BU10, BU12 – BU11 arası | 12000-13000 |

*Örneklere ait radyokarbon analiz sonuçları Çizelge 2'de verilmiştir.

İnegöl Fayı, batı kısımlarında, eğim atımlı normal faylanma bileşeni de gözlemlenen, baskın olarak sağ yanal doğrultu atımlı bir fay karakteri sergilemektedir. Bu uzanım batıda Babasultan Köyü yakınlarından itibaren güneye (sağa) doğru sıçramalı bir hat izlemekte, havzanın uzun ekseni boyunca devam ederek doğuda Mezit yakınlarında Oylat Fayı'na yaklaşarak sonlanmatadır. Bu uzanım boyunca geometrik olarak üç segment tanımlanmıştır. İnegöl Fayı'nın batı segmenti boyunca yapılan paleosismolojik çalışma sonuçları Yeniceköy Hendeği'nde 3, Edebey Hendeği'nde ise 4 ayrı yüzey faylanmasının delillerini sunmaktadır (Şekil 7 ve 8, Çizelge 4). Yeniceköy Hendeği'nde, fay uzanımı boyunca gidiş yönünde sağa büklümlenen bir alanda, KB-GD gidişli morfoloji üzerindedir ve sağ yanal bir fay uzanımında sağa büklümle ilişkili lokal bir açılma alanında eğim bileşenin baskın olduğu delilleri sunmaktadır. Bu hendek alanında gelişen eğim atımlı normal fay kırıklarının 20-40 cm arasında değişen düşey yerdeğiştirme ürettiği gözlenmiştir. Buna karşılık, fayın genel gidişine uygun bir morfolojide (BKB-DGD) açılan Edebey Hendeği'nde doğrultu atımlı faylanmaya işaret eden bir fay geometrisi ortaya konulmuştur. Paleosismolojik bulgular, heriki hendeğin aynı fay segmenti üzerinde yeralması ve yaş tayini analizi hata payları içerisinde aynı olay kayıtlarını içermesi nedeniyle, İnegöl Fayı'nın son 12 bin yıl içerisinde en az 5 yüzey kırığı ürettiğini ve son yüzey kırığının 2500 yıldan daha önce oluşmuş olabileceğini göstermektedir (Çizelge 4). Bu beş yüzey kırığına ait olası deprem tarihleri dikkate alındığında, İnegöl Fayı boyunca deprem tekrarlanma aralığının 1500 ile 3000 yıl arasında değiştiği tespit edilmiştir (Çizelge 4).

Karabacak vd., (2021) tarafından ortaya konulan paleosismik kayıtlar, Ulubat Fayı'nın bağımsız segmentlerinde tekrarlanma periyodu farklılıklarının varlığını ortaya koymuştur. Araştırmacılara göre bu durum, KAFZ güney kollarının birçoğunda (Geyve, İznik, Gemlik, Edremit, Mustafa Kemalpaşa, Bekten, Manyas ve Orhaneli Fayları) paleosismolojik verilerle ön plana çıkan düzensiz davranış modeli ile benzerlik göstermektedir ve Ulubat Fayı segmentlerinin deprem davranışının düzenli olmadığı şeklinde yorumlanmıştır. Bu çalışmada tarafımızdan ortaya konulan paleosismik veriler ise İnegöl ve Bursa Faylarının, Ulubat Fayı'ndan farklı olarak, düzenli aralıklarla deprem ürettiğini ve yorumlanan tüm sismik olayların zamanlamasının kendi aralarında güçlü bir korelasyon sunduğunu göstermektedir. Buna göre Bursa ve İnegöl Fayları sırasıyla yaklaşık 2000 ve 2500 yıl aralıklarla yüzey kırığı geliştiren büyük deprem üretmektedir (Çizelge 5).

**Çizelge 4.** İnegöl Fayı üzerinde kazılan hendeklerde tarihlendirilen olay seviyeleri ve yorumlanan olası eski deprem tarihleri.

***Table 4.*** *Dated event horizons and interpreted timing of possible paleoearthquakes from trenches excavated along the İnegöl Fault.*

| Olay | Olayları sınırlayan örnekler* | | Olası deprem (yıl, GÖ) |
|---|---|---|---|
| | İnegöl-1 (Yeniceköy) Hendeği | İnegöl-2 (Edebey) Hendeği | |
| **5** | ED1 – ED2 arası | | ~2500 |
| **4** | T10, ED6 – ED4 arası | | 4500-5500 |
| **3** | T10 – T10, ED6 arası | | 6000-6500 |
| **2** | | T2, T7, T8 – T10 arası | 8000-9500 |
| **1** | | T3, T4 – T2, T7 arası | 11500-12000 |

*Örneklere ait radyokarbon analiz sonuçları Çizelge 2'de verilmiştir.

İnegöl Fayının hemen doğusunda konumlanan Eskişehir Fayı ise Batı ve Orta Segmentlerinde sırasıyla 2500 ve 3000 yıl aralıklarla tekrarlanan depremlere ait paleosismolojik kayıtlar sunmaktadır (Elma vd., 2024 ve 2025).

Bu durum, Uludağ yükselimi batısındaki fay segmentlerinin (Ulubat Fayı segmentleri) KAFZ güney kolu uzanımlarına benzer şekilde düzensiz deprem davranışı sergilerken, bunlardan farklı olarak Uludağ yükselimi kuzeyi ve doğusunda konumlanan fayların (Bursa ve İnegöl Fayları) Eskişehir Fayı segmentlerine benzer şekilde karakteristik deprem davranışı sundukları ve düzenli aralıklarla deprem ürettiklerini kanıtlamaktadır.

Çizelge 3 ve 4'te sunulan eski deprem kayıtları Bursa ve İnegöl Faylarının birarada çalışmış ve eski dönemde bazı olaylar sırasında eş zamanlı yüzey kırığı üretmiş olabileceği izlenimini vermektedir (örneğin 5500 ve 12000 yıl önce). Bununla birlikte, Bursa ve İnegöl Fayları paleosismolojik verileri ile ortaya konulan her bir olaydaki yerdeğiştirme miktarları (sırasıyla 50 ve 20-40 cm) ve fay uzunlukları ile birlikte değerlendirildiğinde, fayların ayrı ayrı daha küçük depremler üretmiş olma olasılıkları da oldukça kuvvetli bir başka senaryo olarak ileri sürülebilir. Örneğin; Wells ve Coppersmith (1994) tarafından oluşturulan ampirik eşitliklere göre, bu çalışmada elde edilen yerdeğiştirme miktarları ve segment bazında oluşabilecek yüzey kırığı uzunlukları birbiriyle uyumludur ve M>6,2 büyüklüğünde bir depreme işaret etmektedir (Çizelge 5). Bu durum Bursa ve İnegöl Faylarının birbirini tetikleyen ardışık depremler üretmiş olabileceğini göstermektedir. Her durumda Bursa ve İnegöl Fayları geometrik uzunluk ve kosismik yerdeğiştirme nitelikleri ile birlikte değerlendirildiğinde kendi başlarına 6,2 ile 6,9 arasında, veya birarada (çoklu) kırılma ile maksimum 7,2 büyüklüğünde deprem üretme potansiyeline sahiptir (Çizelge 5).

**Çizelge 5.** Ulubat, Bursa ve İnegöl Fayları'nın karakteristik özellikleri ve deprem senaryoları (deprem büyüklükleri elde edilen yerdeğiştirme verileri ve haritalanan fay uzunlukları kullanılarak Wells ve Coppersmith (1994) tarafından önerilen diyagramlar temelinde hesaplanmıştır.)

***Table 5.*** *Characteristic features and earthquake scenarios of the Ulubat, Bursa and İnegöl Faults (earthquake magnitudes were calculated based on the diagrams proposed by Wells and Coppersmith (1994) using the obtained displacement data and mapped fault lengths.)*

| | Segment | Haritalanan uzunluk (km) | Geometrik özellikleri | Deprem tekrarlanma aralığı (~yıl) | Son büyük deprem sonrası geçen süre (~yıl) | Kırık gelişimi senaryolarına bağlı üretebileceği deprem büyüklüğü (M) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | tek segment | çoklu segment | çoklu fay |
| Ulubat | Batı | 18 | sağ yanal | --- | 170 | 6,5 | 7,1 | |
| | Orta | 21 | sağ yanal | 3000 – 6000 | 880 | 6,7 | | |
| | Doğu | 15 | sağ yanal / oblik nomal | 4000 – 5000 | 1855 | 6,4 | | |
| Bursa | Bursa | 21 | eğim atımlı normal | 2000 | 170 | 6,6 | 6,9 | 7,2 |
| | Saitabat | 18 | eğim atımlı normal | ? | ? | 6,5 | | |
| İnegöl | Batı | 8.5 | sağ yanal / oblik nomal | 1500 – 3000 | 2500 – 2800 | 6,2 | 6,9 | |
| | Orta | 19 | sağ yanal | ? | ? | 6,6 | | |
| | Doğu | 9 | sağ yanal / oblik nomal | ? | ? | 6,2 | | |

## SONUÇLAR

Bu çalışmada, Uludağ yükselimi kuzeyini sınırlandıran Bursa Fayı, Ulubat Fayı ve İnegöl Fayına ilişkin kapsamlı paleosismolojik ve jeolojik analizler gerçekleştirilmiştir. Çizelge 5 elde edilen veriler ışığında ortaya konulan Ulubat, Bursa ve İnegöl Fayları'nın karakteristik özelliklerini ve kırık gelişimi senaryolarına bağlı üretebilecekleri deprem büyüklüklerini özetlemektedir. Çalışma bulguları, bölgenin aktif tektonik süreçler altında bulunduğunu ve yüksek sismik tehlike potansiyeline sahip olduğunu açıkça ortaya koymuştur.

Ulubat Fayı'nda tarafımızdan gerçekleştirilen önceki çalışmalar (Karabacak vd., 2021), fayın doğu segmentinde yaklaşık 1855 yıldır bir sismik suskunluk dönemi yaşandığını ortaya çıkarmıştır. Bu durum, gelecekte Bursa İli Nilüfer bölgesini etkileyecek bir depremin meydana gelme olasılığını artıran önemli bir tektonik işaret olarak değerlendirilmiştir.

Bursa Fayı üzerinde yürütülen paleosismolojik çalışmalar, Bursa şehir merkezindeki Reşat Oyal Parkı'nda açılan hendek verilerine dayanmıştır. Bu kazıda elde edilen stratigrafik veriler, son 12 bin yılda en az altı ayrı yüzey kırığı olayının meydana geldiğini ortaya koymuştur. Yüzey kırığı üreten depremler, yaklaşık 2000 yıllık periyotlarla tekrarlanmış, her bir olayda ortalama 50 cm'lik düşey yerdeğişim tespit edilmiştir. Ayrıca, stratigrafik yaş analizleri ile doğrudan tarihlendirilememekle birlikte, en son yüzey kırığının 11 Nisan 1855 Bursa depremiyle ilişkili olabileceği yorumlanmıştır. Ancak, Bursa yerleşim alanına yakın konumlu ve diri fay niteliği taşıdığı bilinen Soğukpınar ve Oylat fayları da bu depreme kaynaklık etme potansiyeline sahiptir.

İnegöl Fayı boyunca yürütülen iki önemli hendek çalışması, İnegöl Fayı boyunca son 12 bin yılda en az beş yüzey kırığının meydana geldiğini, deprem tekrarlanma aralığının 1500-3000 yıl aralığında değiştiğini ve son büyük depremin yaklaşık 2500 yıl önce gerçekleştiğini göstermektedir. Ayrıca, Bursa ve İnegöl faylarında gözlenen sismik korelasyon, bu iki fayın ardışık depremler üreterek birbirini tetikleyebileceğini ortaya koymaktadır. 1855 depreminin Bursa Fayı boyunca gerçekleşmiş olma olasılığı ve çevre faylara gerilim transferi yapabileceği hususu da gözönünde bulundurulduğunda, İnegöl Fayı üzerinde 2500 yıllık sismik suskunluk dönemi ardından her an yüzey kırığı meydana getirebilecek bir deprem (M=6,2-6,9) olma olasılığının yüksek olduğu değerlendirilmektedir.

Bu çalışmada elde edilen paleosismolojik bulgular, BAGB ile KAMZ arasında özel bir tektonik konuma sahip Uludağ yükselimi kuzeyini sınırlayan fayların, bölgesel ölçekte farklılıklar sunan deprem davranışlarını ilk kez ortaya koymuştur. Buna göre Uludağ yükselimi batısında KAFZ güney kolu boyunca etkin olan düzensiz deprem davranışının etkin olduğu; yükselimin kuzey ve doğu kesimlerinde ise Eskişehir Fayı boyunca da sergilenen sistematik deprem tekrarlanma davranışının etkin olduğu kanıtlanmıştır. Sergiledikleri farklı deprem davranış tiplerine rağmen, Uludağ yükselimi çevresini kontrol eden faylar Güney Marmara Bölgesi'nin sismotektonik çerçevesini oluşturan temel bileşenlerdir ve ciddi bir deprem tehlikesi potansiyeli taşımaktadır. Özellikle Bursa Fayı, İnegöl Fayı ve Ulubat Fayı'nın potansiyel olarak üretebileceği büyük depremler, bölgedeki yoğun yerleşim merkezleri için önemli bir tehdit oluşturmaktadır. Bu bağlamda, sismik tehlike analizlerinin, fay davranışlarına ilişkin güncel veriler doğrultusunda yeniden ele alınması kritik bir gereklilik olarak öne çıkmaktadır.

## *EXTENDED SUMMARY*

*This study systematically investigates the tectonic characteristics and paleoseismological behavior of the Bursa, Ulubat, and İnegöl faults associated with the Uludağ uplift in the Southern Marmara*

*Region. The Uludağ uplift holds a critical position between the Western Anatolia Extensional Province (WAEP) and the North Anatolian Shear Zone (NASZ), marking the southernmost boundary of the southern branches of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) (Şengör et al., 2005; Okay et al., 2008; Özalp et al., 2013; Selim and Tüysüz, 2013) (Figure 1a). Previous studies suggested that the Bursa and İnegöl faults might be related to the Eskişehir Fault Zone (McKenzie, 1978; Okay, 1984; Şengör et al., 1985; Şaroğlu et al., 1987; Barka et al., 1995; Emre et al., 2013, 2018; Seyitoğlu and Esat, 2022). However, recent research has demonstrated that these faults developed under the influence of the southern branch of the NAFZ (Şengör, 1979; Şengör et al., 1985; Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Seyitoğlu et al., 2016; Karabacak et al., 2022). GPS measurements along the southern branch of the NAFZ, north of Uludağ, indicate a right-lateral strike-slip displacement of 2.9–9.6 mm/year and a normal faulting component of 4.2–8.8 mm/year (Meade et al., 2002; Reilinger et al., 2006; Aktuğ et al., 2009). This deformation is distributed among the NAFZ branches around Balıkesir and Gemlik (Figure 1a). The arcuate geometry of the Ulubat, Bursa, and İnegöl faults, extending from west to east, delineates the northern boundary of the Uludağ uplift (Barka and Kadinsky-Cade, 1988; Özalp et al., 2013) (Figure 1b). Historical records highlight the surface rupture potential of these faults, as evidenced by the 27 February 1855 (M=7.3) earthquake at the western end of the Ulubat Fault and the 11 April 1855 (M=6.3) earthquake along the Bursa Fault (Sieberg, 1932; Ambraseys and Finkel, 1991; Barka, 1997; Eyidoğan et al., 1997). However, systematic findings regarding the paleoseismological behavior of the faults north of Uludağ remain limited.*

*Field investigations have revealed the geological, geomorphological, and kinematic characteristics of the Ulubat, Bursa, and İnegöl faults. The Ulubat Fault is a predominantly right-lateral strike-slip Holocene fault, which is divided into three segments: Western, Central, and Eastern. Paleoseismological studies conducted by Karabacak et al. (2021) identified evidence of at least six prehistoric earthquakes on the Central and Eastern segments over the past 16000 years. The most recent surface rupture on the Eastern segment is attributed to the <161 (or 170) (I=IX) earthquake, while the rupture on the Central segment corresponds to the 1143 (M=6.0) earthquake. Although no direct paleoseismological record is available for the Western segment, historical sources indicate that the 28 February 1855 (M=7.3) earthquake produced a surface rupture along this segment (Öztin and Bayülke, 1990; Ambraseys and Finkel, 1991; Barka, 1997). Additionally, a seismic quiescence period of approximately 1855 years has been identified on the Eastern segment, which is considered a critical finding for assessing the region's potential seismic hazard.*

*The Bursa Fault, forming the northern boundary of the Uludağ uplift, is a normal fault with a dip-slip component extending approximately 33 km in a WNW-ESE direction. The fault is divided into two segments, Bursa and Saitabat, with the Bursa segment extending 21 km and creating a ~4 km gap between the eastern segment of the Ulubat Fault. This segment, encompassing the city center of Bursa, is traced along NE-SW-oriented fractures indicative of an extensional regime. The eastern extension of the fault terminates as a single strand near Saitabat Village, while the Saitabat segment extends approximately 18 km, featuring a 1.3 km southward step-over and a 10° southward deflection. The two segments overlap within a 3.5 km wide relay zone, exhibiting low-angle normal faulting morphology. The Saitabat segment can be traced eastward up to the vicinity of Babasultan, terminating within the İnegöl Basin.*

*The İnegöl Fault extends approximately 33 km in a NW-SE direction and is divided into three segments: Western, Central, and Eastern. The Western segment exhibits right-lateral displacements of up to 450 meters along the Yeniceköy Stream, with two trench excavations*

*revealing evidence of right-lateral faulting. The Central segment, at least 16 km long, comprises two strands, short and long. A 70-meter right-lateral displacement observed along the Kalbur Stream represents the maximum lateral offset along this segment. The Eastern segment extends in a northward convex arc, traceable along the travertine fields of Kurşunlu (Bakmaca), Rüştiye, and Eskikaracakaya. The secondary transfer faults between the İnegöl and Oylat faults have been interpreted as evidence of extensional tectonic movements supporting the opening regime of the basin. All these findings have significantly contributed to understanding the geological and paleoseismological behavior of the Uludağ uplift and its surrounding active faults.*

*The Bursa Trench, located in Reşat Oyal Park in the city center of Bursa, represents a geomorphological structure whose natural appearance has been altered by human intervention (Figure 4a, b). The trench was excavated in an NNE-SSW direction, perpendicular to the possible fault trace, with a length of 8 meters and a depth of 2.5 meters, and its SE wall was logged in detail (Figure 4b). Stratigraphic analyses identified a total of eight units (a-g) distinguished by grain size, color, and composition, with the uppermost unit "h" identified as parking lot stabilization material (Table 1). The sedimentary packages were notably deposited with a low-angle inclination towards the northeast. Five main fault zones (F1-F5) were identified in the trench stratigraphy (Figure 5). The F1 fault cuts through the oldest unit "a" with a vertical displacement of 40 cm, which is overlain by unit "b." The F2 fault cuts through four units, showing 30 cm of vertical displacement in the lower levels (a, b) and a lower displacement in the upper levels (c, d), indicating at least two rupture events in the lower stratigraphic levels. Faults F3, F4, and F5, observed in the northern section of the trench, dip 60° to the northeast and cut through all units, reaching the surface. The F3 fault cuts the youngest unit "d", indicating its synchronicity with the younger displacement observed along the F2 fault. Faults F4 and F5 collectively produced approximately 150 cm of vertical displacement, indicating three distinct surface rupture events in the past. Age analyses from seven distinct stratigraphic levels confirmed the stratigraphic observations (Table 2). Unit "b", which overlies the F1 fault, was dated to 9300 BCE based on the BU11 analysis, indicating that the oldest earthquake on this fault occurred 12000–13000 years ago. The older event on the F2 fault was dated between 9269 and 2501 BCE based on BU11 and BU4 analyses, while the younger event was contemporaneous with the F3 fault rupture, as indicated by the BU4 analysis, dating this event to just before 3381 BCE. Two separate events observed on the F4 fault occurred after 3012–2886 BCE and after 1126 BCE, based on BU5, BU3, and BU6 analyses, respectively. The F5 fault, representing the most recent surface rupture, has been associated with the AD 1855 Bursa earthquake. Overall findings indicate that at least six distinct surface rupture events have occurred along the Bursa Fault over the past 12000 years. The fault exhibits a dip-slip normal faulting characteristic, generating earthquakes approximately every 2000 years, with an average vertical displacement of 50 cm per event. Age analyses from the "f" and "kd" units have yielded an annual vertical slip rate of 0.30±0.04 mm/year.*

*A trench excavation oriented in an NNE-SSW direction south of the Yeniceköy settlement in İnegöl revealed a distinct fault morphology (Figure 6). The trench, measuring 7 meters in length and 2 meters in depth, was analyzed in detail along its western wall due to the collapse of the eastern wall. Stratigraphic analyses identified a total of 11 units (a–k), characterized by sedimentary deposition features comprising alternating layers of clay, silt, and sand (Table 1). The low-angle northward inclination of the sedimentary packages and the presence of an indistinct channel geometry in the central section of the trench wall were notable (Figure 7). A primary fault zone was clearly observed within the trench. This zone comprises a north-dipping (50°) normal fault with a downthrown northern*

*block and a synthetic splay fault. Two antithetic faults in the northern section of the trench, while indicative of at least two separate earthquakes, were assessed as inactive during the most recent earthquake due to their lack of surface rupture. The main fault zone cuts through all stratigraphic units, extending to the lower boundary of unit "k", producing approximately 40 cm of vertical displacement in the upper units (g, h, i, j) and a total of 60 cm in the lower units (a, c, d). These findings indicate evidence of at least three distinct surface rupture events within the trench. A total of four age analyses (from units "a, g, i, j") were conducted, and the results corroborated the stratigraphic observations (Table 2). The antithetic fault farthest north was overlain by unit a3, indicating that this fault ruptured prior to 3600 BCE. The younger antithetic fault was associated with an earthquake dated between 2300 and 3500 BCE, based on the ED4 analysis from unit "g". The most recent surface rupture in the main fault zone occurred just before 500 BCE, as indicated by the ED1 and ED2 age analyses. These findings reveal that the İnegöl Fault is a dip-slip normal fault that produces recurrent surface ruptures. Paleoseismological data suggest that the fault has a recurrence interval of approximately 2000–2500 years, with each earthquake generating 20–40 cm of vertical displacement. Furthermore, current records strongly indicate a high likelihood of a potential earthquake producing 20–40 cm of vertical displacement in the near future, given that the last surface rupture occurred approximately 2500 years ago.*

*A trench excavation oriented approximately NNE-SSW was conducted along the İnegöl Fault, south of Edebey District in İnegöl (Figure 3). To minimize surface disturbance, the trench width was kept limited, with a depth of 2–2.5 meters and a length of 8 meters. A total of seven stratigraphic units (a–k) were identified in the trench log, composed of fine-grained fluvial deposits with cross-bedding. Weak southward bedding and gravel imbrications were observed in the deposits, supporting their fluvial origin (Table 1). A fault zone containing three main fractures was identified in the trench walls (Figure 8). The fractures, dipping southward with near-vertical geometries, indicate a strike-slip faulting character in the region. The F1 fault, situated at the southernmost part of the trench zone, delineates units "a" and "c" along its northern boundary and is overlain by unit "d2" approximately 80 cm below the surface. The F2 fault is located within unit "b2" and is overlain by unit "f" near the surface. North of the F2 fault, unit "e1", interpreted as fault-controlled colluvial deposits, was observed. The F3 fault forms the boundary between units "b1" and "b2-b3" and cuts unit "e1" near the surface. Additionally, unit "e2", exhibiting colluvial wedge characteristics, was observed north of the F3 fault. The faults exhibited a northward younging pattern, with no appreciable vertical displacement observed. A total of nine age analyses were conducted (from units "a, b2, b3, c, d2"), yielding results consistent with stratigraphic observations (Table 2). According to the obtained age analyses, the F1 Fault, identified as the oldest surface rupture, was constrained by T-3 and T-4 ages (10152–9448 BCE). The F2 Fault became active after the deposition of unit "d2" and was subsequently reactivated by a splay branching off from the F3 fault. The T-10 age analysis from the colluvium beneath this fault splay indicated that the associated earthquake occurred before 3988–3914 BCE. Considering the difference between the T-8 and T-10 ages, the F2 fault is inferred to have ruptured at least once more between 7531 and 3988 BCE, indicating a multi-phase faulting history. The F3 Fault, bounding the uppermost unit "e1", represented the most recent surface rupture. Although unit "e2" colluvium did not provide a precise age, stratigraphic assessments indicated that this earthquake occurred after 3914 BCE. This multi-phase faulting sequence demonstrates that the F2 and F3 faults along the İnegöl-2 trench were activated at different periods over long geological timescales, producing surface ruptures. The findings strongly indicate that the İnegöl Fault has a complex seismic history and*

*has been repeatedly reactivated by earthquakes occurring at different periods.*

*Paleoseismological investigations conducted in Bursa Province have significantly contributed to the understanding of the seismotectonic dynamics of the Uludağ Uplift and its surrounding active fault systems. Comprehensive analyses of the Bursa and İnegöl Faults have provided critical insights into their seismic behaviors, tectonic regime evolution, and earthquake recurrence intervals. The Bursa Fault, divided into the Bursa Segment (21 km) and the Saitabat Segment (18 km), exhibits low-angle dip-slip normal faulting with six surface ruptures over the past 12000 years, each producing approximately 50 cm of vertical displacement (Table 3). Sources such as Sandison (1885), Sieberg (1932), and Barka (1997) suggest a possible link between the 1855 earthquake and the Bursa Fault; however, paleoseismological evidence remains inconclusive due to erosion. Identifying the source fault of the 1855 earthquake is crucial for accurate seismic hazard assessments and for mitigating future seismic risks. Therefore, conducting active tectonic studies, particularly paleoseismological investigations, along the Bursa, Soğukpınar, and other nearby faults is of great importance. The potential involvement of the Soğukpınar Fault highlights the complexity of fault interactions in the region, indicating that stress transfer between faults could trigger seismic events. Similarly, the İnegöl Fault demonstrates both right-lateral strike-slip and dip-slip normal faulting, with a recurrence interval ranging from 1500 to 3000 years, generating vertical displacements of 20-40 cm per event (Table 4). Paleoseismological data from trenches at Yeniceköy and Edebey reveal a multi-phase seismic history with at least five surface ruptures over the past 12000 years. The observed correlations between seismic events along the Bursa and İnegöl Faults emphasize their role within a regional seismotectonic system, where stress transfer mechanisms could trigger successive earthquakes.*

*Integrating stratigraphic analyses, trench data, and age dating, this study presents robust evidence of multi-phase fault activities (Table 5). These findings not only enhance our understanding of the seismotectonic framework of the Uludağ Uplift but also underscore the necessity for continuous paleoseismological research and updated seismic hazard assessments. The high seismic hazard potential identified for densely populated urban centers such as Bursa and İnegöl highlights the need for continuous monitoring, comprehensive risk assessments, and the implementation of advanced earthquake risk mitigation strategies. The dynamic interaction between these faults underscores the complexity of the region's tectonic setting and highlights the critical importance of interdisciplinary research in mitigating earthquake risks.*

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Ulusal Deprem Araştırma Programı (UDAP) tarafından UDAP-G-18-01 kodlu proje kapsamında desteklenmiştir. Çalışma sırasında toplanan organik çökeller Beta Analytic, Inc., laboratuvarlarında tarihlendirilmiştir. Yazarlar, hakem sürecinde yapıcı değerlendirmelerinden dolayı, Aynur Dikbaş ve Çağlar Özkaymak'a teşekkür eder.

## ORCID

*Volkan Karabacak* https://orcid.org/0000-0003-2581-7984

*Taylan Sançar* https://orcid.org/0000-0002-2500-9787

## KAYNAKLAR / *REFERENCES*

Aktuğ, B., Nocquet, J. M., Cingoz, A., … & Tekgül, A. (2009). Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: limits to block-like behaviour. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114*(B10), 1-22. https://doi.org/10.1029/2008JB006000

Alçiçek, M. C., Karabacak, V., Okay, A. I. ve Kaya, T. T. (2023). *İnegöl Havzası'nın Stratigrafisi*

*ve Tektono-Sedimanter Gelişimi (KB Anadolu)*, (Proje no: 119Y208). TÜBİTAK 1001 Projesi Final Raporu.

Ambraseys, N. N, Finkel, C. F. (1991). Long-term seismicity of Istanbul and the Marmara Sea region. *Terra Nova, 3*(5), 527–539. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00188.x

Barka A. A. &Kadinsky-Cade K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics, 7*(3), 663-684. https://doi.org/10.1029/TC007i003p00663

Barka, A. (1992). The North Anatolian Fault Zone. *Annales Tectonicae, 6*, 164-195.

Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F. & Şengör, A. M. C. (1995). The İsparta angle: its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region. Pişkin, Ö., Ergün, M., Savaşçın, M.Y. & Tarcan, G. (Ed.,). IESCA-1995 Proceedings da, 3-17.

Barka, A. A. (1997). *Neotectonics of the Marmara Region, Active Tectonics of the northernwestern Anotolia*-the Marmara poly-project, ETH, Zurich, 55-87.

Elma, İ., Özçelik, B., Karabacak, V., Özkaymak, Ç., ve Sümer, Ö. (2024). Eskişehir Fayının İnönü-Oklubalı Segmentine ait İlk Paleosismolojik Bulgular. *Türk Deprem Araştırma Dergisi, 6*(2), 349-368. https://doi.org/10.46464/tdad.1465558

Elma İ., Safarov M. A., Karabacak V., Özkaymak Ç. ve Sümer Ö. (2025). Eskişehir Fayı'nın Uzun Dönem Kayma Hızı ve Paleosismolojisi. *77. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı*, 14-21 Nisan 2025, MTA, Ankara.

Emre, Ö., Doğan, A., Duman, T. Y. & Özalp, S. (2011a). 1*:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Bursa (NK 35-12) Paftası. Seri No: 9*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.

Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S., Yıldırım, C. (2011b). *1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Bandırma (NK 35-11b) Paftası*. MTA 1:250.000 Ölçekli Diri Fay Haritaları Serisi, Seri No: 3, 55 s., Ankara-Türkiye.

Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S. (2011c). *1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Kütahya (NJ 35-4) Paftası*. Seri No: 10, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.

Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. & Şaroğlu, F. (2013). *Active fault map of Turkey with an explanatory text 1:1.250.000 scale*. General Directorate of Mineral Research and Exploration Special Publication Series 30, Ankara, Turkey.

Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H. & Çan, T. (2018). Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering, 16*, 3229-3275. https://doi.org/10.1007/s10518-016-0041-2

Eyidogan, H., Akinci, A. & Polat, O. (1997). The characteristics of site, source and regional attenuation in the vicinity of Bursa city, northwestern Turkey. In Cakmak, A.S., Erdik M. & Durukal E. (Eds.), *Proceedings of 8th international conference on soil Dynamics and earthquake engineering*. İstanbul, 32-33.

Karabacak, V., Sancar, T., Sağlam Selçuk, A. & Büyükdeniz, Y. (2021). Paleoseismicity of the Ulubat Fault: Inferences on Seismic Behaviour of the Southern Branch of the North Anatolian Fault Zone, South Marmara. *Turkish Journal of Earthquake Research 3*(1), 1-19. https://doi.org/10.46464/tdad.909358

Karabacak, V., Sançar, T., Yıldırım, G. & Uysal, I. T. (2022). When did the North Anatolian fault reach southern Marmara, Turkey?. *Geology, 50*(4), 432–436. https://doi.org/10.1130/G49726.1

McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt. The Aegean Sea and Surrounding regions. *Geophysical Journal International, 55*(1), 217-254. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1978.tb04759.x

Meade, B.J., Hager, B.H., McClusky, S. C., … & Özener, H. (2002). Estimates of seismic potential in the Marmara region from block models of secular deformation constrained by GPS measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America, 92*(1), 208-215.

Okay, A. I. (1984). Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar. *Ketin Sempozyumu, 20-21 Şubat 1984, Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını*, 83-92.

Okay, A. I., Satır, M., Zattin, M., Cavazza, W., Topuz, G. (2008). An Oligocene ductile strikeslip shear zone: the Uludağ massif, northwestern Turkey

- Implications for the westward translation of Anatolia. *Bulletin of the Geological Society of America, 120*, 893-911. https://doi.org/10.1130/B26229.1

Özaksoy, V. (2018). On the distinction of tectonic and nontectonic faulting in palaeoseismological research: a case study from the southern Marmara region of Turkey. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), 107*, 1777-1788. https://doi.org/10.1007/s00531-017-1571-9

Özalp, S., Emre, O. & Dogan, A. (2013). The segment structure of Southern Branch of the North Anatolian Fault and paleoseismological behaviour of the Gemlik Fault, NW Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration, 147*, 1-17.

Öztin F. & Bayülke N. (1990). *Historical earthquakes of İstanbul, Kayseri and Elazığ*. Earthquake Research Department, General Directorate of Disaster Affairs, Ministry of Public Works and Settlement Report, Ankara, 22 p.

Ramsey B. C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon, 51*(1), 337-360. https://doi.org/10.1017/S0033822200033865

Reilinger, R., McClusky S., Vernant P., … & Karam, G. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111*(B5), Article B05411. https://doi.org/10.1029/2005JB004051

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Ramsey B.C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M. & van der Plicht J. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0 50,000 years cal BP. *Radiocarbon 55*(4),1869-1887. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947

Sandison, D. (1855). Notice of the Earthquakes at Brussa. *The Quaternely Journal of the Geological Society of London, 11*, 543-544.

Selim, H. H. & Tuysuz, O. (2013). The Bursa-Gönen Depression, NW Turkey: a complex basin developed on the North Anatolian Fault. *Geological Magazine, 150*(5), 801-821. https://doi.org/10.1017/S0016756812000945

Selim, H. H., Tuysuz, O., Karakas, A. & Tas, K. O. (2013). Morphotectonic evidence from the southern branch of the North Anatolian Fault (NAF) and basins of the south Marmara sub-region, NW Turkey. *Quaternary International, 292*, 176-192. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.11.022

Şaroğlu, F., Emre, Ö. & Boray, A. (1987). *Türkiye'nin aktif fayları ve depremsellikleri* (Rapor No: 8174). Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, 394s. Ankara (yayımlanmamış).

Şengör, A. M. C. (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society London, 136*, 269-282. https://doi.org/10.1144/gsjgs.136.3.0269

Şengör, A. M. C., Görür, N. & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip deformation basin formation and sedimentation: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In Biddle, K. T. & Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip faulting and basin formation. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications 37*, pp 227-264.

Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., Imren, C., Sakınc, M., Eyidogan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rangin, C. (2005). The North Anatolian Fault: A New Look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 33*, 37-112.

Seyitoglu G., Kaypak B., Aktug B., Gurbuz E., Esat K. & Gurbuz A. (2016). A hypothesis for the alternative southern branch of the North Anatolian Fault Zone, Northwest Turkey. *Geological Bulletin of Turkey, 59*(2), 115- 130. https://doi.org/10.25288/tjb.298155

Seyitoğlu, G. & Korhan, E. (2022). Uludağ Extensional Metamorphic Core Complex: Preliminary Field Observations. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration, 169*, 49-61. https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.1029034

Sieberg, A. (1932). Erdbebengeographie. In Gutenberg, B. (Ed.), *Handbuchder Geophysik, Band IV* (pp. 527–1005). Berlin: Bornträger.

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

**Türkiye Jeoloji Bülteni**
*Geological Bulletin of Turkey*
*68 (2025) 177–204*
*doi: 10.25288/tjb.1652510*

# Geology and Structural Evolution of the Region between the Upper Kelkit Basin and Munzur Mountains

*Yukarı Kelkit Havzası ve Munzur Dağları Arasının Jeolojisi ve Yapısal Evrimi*

**Ali Yilmaz[1], Hüseyin Yilmaz[2], Aral Okay[3] Tayfun Bilgiç[4]**

*[1] Ümit Mahallesi, 2497. Sokak, Çamlıca Vadi Sitesi, A/17, Çankaya-Ankara, Türkiye*
*[2] Eğriköprü Mahallesi, Şehit Melih Çimen Caddesi, Akademi, Sivas, Türkiye*
*[3] İstanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü & Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü, 34649 Maslak, İstanbul, Türkiye*
*[4] Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara, Türkiye*

• Geliş/Received: 06.03.2025 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 19.03.2025 • Kabul/Accepted:19.03.2025
• Çevrimiçi Yayın/Available online:18.04.2023 • Baskı/Printed: 30.04.2025
*Araştırma Makalesi/Research Article* *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Abstract:** The purpose of this study is to analyse the structural evolution of the region where the Eastern Pontides and the Eastern Taurides are closest to each other. The main tectonic units in the area, from north to south, are the Kelkit Paraautochthonous Unit, Çimendağ Nappe, Erzincan Nappe and Munzurdağ Limestone Unit.

The pre-Jurassic basement of the tectonic units consists of heterogeneous rock units in different areas. Since the relationships between these units cannot be established in the study area, it is not possible to create a model for the pre-Jurassic period with the evidence from this locality. Therefore, the tectonics, tectono-stratigraphic and structural evolution of the study region were evaluated only for the Jurassic-Quaternary interval.

The Jurassic-Early Cretaceous Kelkit Paraautochthonous Unit and Çimendağ Nappe represent the genesis of rifting and then deposition of platform-type carbonates in the Eastern Pontides. The Jurassic-Early Cretaceous Munzurdağ Limestone Unit represents the northernmost part of the Eastern Taurides and also has features of platform-type carbonates. During this period, a mid-oceanic ridge and ensimatic arc were active together along the North Anatolian Ophiolitic Belt. Therefore, it is possible to suggest a model representing passive continental margins to the north and south, with the mid-oceanic ridge in the north and the ensimatic arc in the south along the intervening oceanic environment in the Jurassic-Early Cretaceous periods.

In the Late Cretaceous-Palaeocene, all evidence shows that the extensional regime completely converted to a compressional regime. In this time interval, an ensialic arc-forearc occurred along the Eastern Pontides and an ensimatic arc with subduction complex occurred along the North Anatolian Ophiolitic Belt. In the south, pelagic carbonates were deposited along the Munzur Mountains. It seems inevitable that the existence of two different north-dipping subduction zones should be accepted in this time interval.

The Eocene and Oligo-Miocene units overlie older structural units with a polygenic conglomerate and angular unconformity. These units underwent intense deformation and the entire study area first became a shallow marine and then a terrestrial environment. Eocene volcanism indicates a post-collisional phase in the Eastern Pontides.

The Pliocene-Quaternary rocks, reflecting continental deposits, unconformably overlie the older units, with an approximately horizontal layered structure. Considering this unconformity and the intense deformation before

Yazışma / *Correspondence:* ylmazali06@gmail.com
*© 2025 JMO Her hakkı saklıdır/All rights reserved*

the Pliocene, it is possible that the North Anatolian Fault (NAF) developed during the Pliocene and had dextral movement with at least 25 km offset. In this context, the annual slip value for the fault may be 4.7 cm/year.

**Keywords:** Neotethys, Offset (Slip) of the NAF, Pontides, structural evolution, Taurides.

***Öz:*** *Sunulan bu çalışmanın amacı, Doğu Pontidler ile Doğu Toroslar'ın birbirine en yakınlaştığı bir alanda, bölgenin yapısal evrimini çözümlemektir. Bölgenin başlıca tektonik birlikleri, kuzeyden güneye doğru sıra ile Kelkit Paraotoktonu, Çimendağı Napı, Erzincan Napı ve Munzurdağı Kireçtaşı Birliği'dir.*

*Tektonik birliklerin Jura öncesi temeli, farklı alanlarda heterojen kaya birimlerinden oluşmaktadır. Bölgedeki verilerle, bu birimler arasındaki ilişkiler inceleme alanında kurulamadığından Jura öncesi döneme dair bir model oluşturmak mümkün değildir. Dolayısıyla, inceleme alanı gözetilerek, bölgenin sadece Jura-Kuvaterner aralığındaki tektonik, tektono-stratigrafik ve yapısal evrimi değerlendirilmiştir.*

*Kelkit Göreli Otoktonu ve Çimendağı Napı'nın Jura-erken Kretase sırasında oluşan düzeyleri, Doğu Pontidler'in önce riftleşmesine daha sonra platform türü karbonatların oluşumuna işaret etmektedir. Aynı dönemde Doğu Toroslar'da Munzurdağı Kireçtaşı Birliği de Doğu Toroslar'ın en kuzeyindeki bölümünün pasif kıta kenarının özelliklerini taşımaktadır. Bu dönemde, Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı boyunca ise okyanus ortası sırt ve ensimatik yay birlikte aktifti. Dolayısıyla bu dönem; kuzeyde ve güneyde pasif kıta kenarları, arada yer alan okyanusal ortamda ise kuzeyde okyanus ortası sırtı, güneyde ise ensimatik yay ile temsil edilen bir modelle açıklanabilir.*

*Geç Kretase-Paleosen'de tüm veriler gerilme rejiminin tümüyle sıkışma rejimine dönüştüğünü göstermektedir. Bu zaman aralığında, kuzeyde Doğu Pontidler'de ensialik yay-yayönü, Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı boyunca ensimatik yayla birlikte yitim karmaşığı oluşmuştur. Güneyde, Doğu Toroslar'da ise giderek derinleşen bir ortamın ürünü olan pelajik karbonatlar çökelmiştir. Bu dönemde kuzeye dalımlı iki farklı yitim zonunun varlığını benimsemek kaçınılmaz görülmektedir.*

*Eosen ve Oligo-Miyosen yaşta olan birimler ise polijenik bir çakıltaşı ile tüm yapısal birimlerin üzerinde açılı uyumsuzlukla yer almaktadır. Bu birimler yoğun bir deformasyonla inceleme alanını tümüyle önce sığ denizel, daha sonra karasal bir ortama dönüştürmüştür. Doğu Pontidlerde Eosen yaşta olan volkanizma da çarpışma sonrası bir evreye işaret etmektedir.*

*Pliyosen-Kuvaterner sırasında akarsu ve gölsel ortamı yansıtan kayalar, daha eski tüm birimlerin üzerinde uyumsuzlukla yer almakta ve yataya yakın katmanlı bir yapı sunmaktadır. Bu uymsuzluk ve Pliyosen öncesi yoğun deformasyon ilişkileri gözetildiğinde, Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) Pliyosen'den itibaren oluşmaya başladığı, sağ yönlü ve en azından 25 km'lik bir atıma sahip olduğu kabul edilebilir. Buna göre, yıllık atım değeri ise 4,7cm/yıl olabilir.*

***Anahtar Kelimeler:*** *KAF'ın atımı, Neotetis, Pontidler, Toridler, yapısal evrim.*

## INTRODUCTION

The study area is located between the Upper Kelkit Basin and the Munzur Mountains (Figure 1). This area is in the northeast part of Anatolia, between the Eastern Pontides and Eastern Taurides. This location is a critical place, where both tectonic belts are closest to each other and includes important evidence explaining the structural evolution of the region. Therefore, the aim is to evaluate the main tectonic and tectono-stratigraphic units and the relationships between them in detail, to contribute to understanding the structural evolution of the region. In this framework, the main tectonic structures of the study region were classified in erms of age and setting.

However, since pre-Jurassic units are exposed in different localities and the relationships between them cannot be studied sufficiently, the decision was made to evaluate the structural evolution between the Jurassic and Quaternary periods. In this framework, dissimilar evidence were re-evaluated in detail, with characteristics of structural units and the relationships between them, and cover rocks in the region.

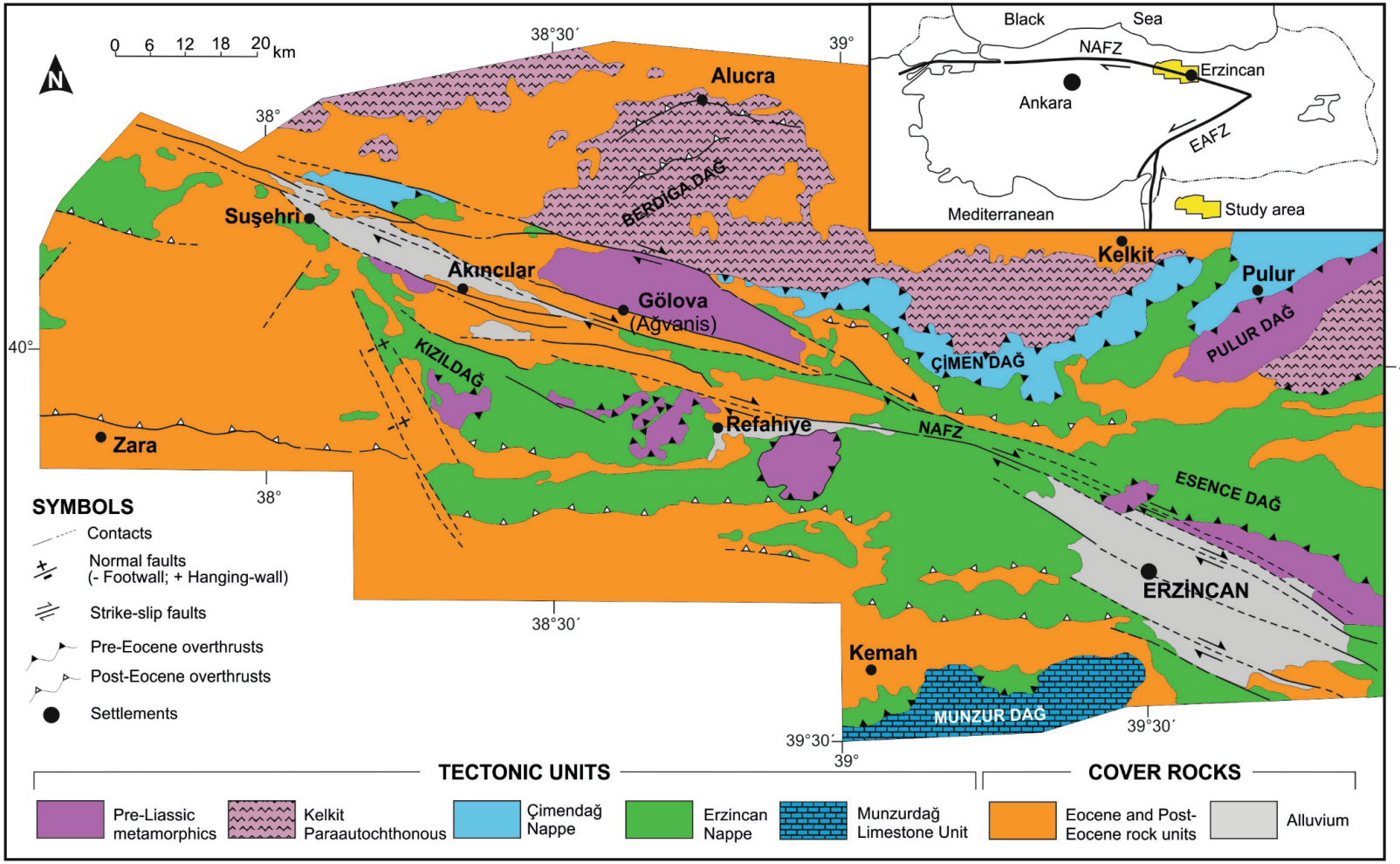



**Figure 1**. Geological map of tectonic units in the study area (modified after Yılmaz, 1985; Yılmaz et al., 1985).

***Şekil 1.*** *İnceleme alanının tektonik birliklerine dair jeolojik harita (Yılmaz, 1985; Yılmaz vd., 1985'den yeniden düzenlenmiş).*

Some of the pioneering geological studies of this area and the surrounding regions were carried out by Seymen (1975), Pelin (1977), Tatar (1978), Özgül (1981), Yılmaz (1981a, b; 1983; 1985), Okay (1983), and Yılmaz et al. (1985).

Later, various structural and tectonic studies were completed, questioning the structural evolution of the region (Koçyiğit, 1989, 1990, 1996; Okay, 1989, 1996, 2008; Okay and Şahintürk, 1997; Yılmaz et al, 1997a, b; Yılmaz and Yiğitbaş, 2024; Yılmaz and Yılmaz, 2004, 2006, 2010; Rice et al., 2006, 2009; Sarıfakıoğlu et al., 2009; Gökten and Floyd, 2007; Topuz et al., 2011, 2013; Göçmengil et al., 2013).

There are significant differences between the opinions presented in these studies, not only about palaeo-tectonic but also neo-tectonic regimes. In addition, studies examining the region in terms of tectonic and structural evolution are not sufficiently clear. Therefore, an investigation of the structural evolution in the region between the Upper Kelkit basin and Munzur Mountains is required. The main reason is the lack of evidence and conflicting evidence presented by different researchers. The existing knowledge is not sufficiently concentrated on this locality. For this reason, the authors aimed to contribute to the structural evolution of the region by re-evaluating concrete evidence from Jurassic to recent times.

## TECTONO-STRATIGRAPHIC UNITS of the REGION

The study of tectono-stratigraphic units, in detail, is a critical point for structural evolution. The Upper Kelkit Basin and Munzur Mountain are a critical location where the Eastern Pontides and Eastern Taurides are closest to each other and this area includes important evidence. In addition, there is not enough information about the study area over time. To understand the structural evolution of the region, it is necessary to define tectono-stratigraphic units in detail.

In the study area, the Eastern Pontides are situated to the north and Eastern Taurides to the south. The North Anatolian Ophiolitic Belt is located between the Eastern Pontides and Eastern Taurides.

### Eastern Pontides

The composite Pontides domain was affected by numerous amalgamations of terranes from Variscan times until the Cretaceous. The Pontides represents a segment of the former active margin of Eurasia, where back-arc basins opened in the Triassic (Moix et al., 2008). Or it can be defined as the Cimmerian Continent, the narrow continental slip between the northeastern part of Gondwana and the Laurasian margins, evolving mainly between the Permian and the latest Triassic (Şengör et al., 2023). These ideas were discussed by Okay and Nikishin (2015) and Okay and Topuz (2017) as involving the accretion of the Sakarya Zone to the north in the Carboniferous, and then activity along the southern margin of the Sakarya Zone until it collided with the Anatolide-Taurides in the Permo-Triassic, Palaeocene-Early Eocene.

The Eastern Pontides contain pre-Jurassic and Jurassic-Quaternary sequences together. In the study region, pre-Jurassic outcrops are situated in different places and it is not possible to establish a link between these outcrops. Therefore, the focus was on the Jurassic-Quaternary sequence to explain the structural evolution of the region. Within this framework, the Kelkit Paraautochthonous unit and the Çimendağ Nappe were defined along the southern part of the Eastern Pontides.

In addition, the Erzincan Nappe along the North Anatolian Ophiolitic Belt and the Munzur Limestone Unit and/or Nappe in the northernmost part of the Eastern Taurides were evaluated. These tectono-stratigraphic units reflecting different environmental conditions have been defined in detail (Figure 2).

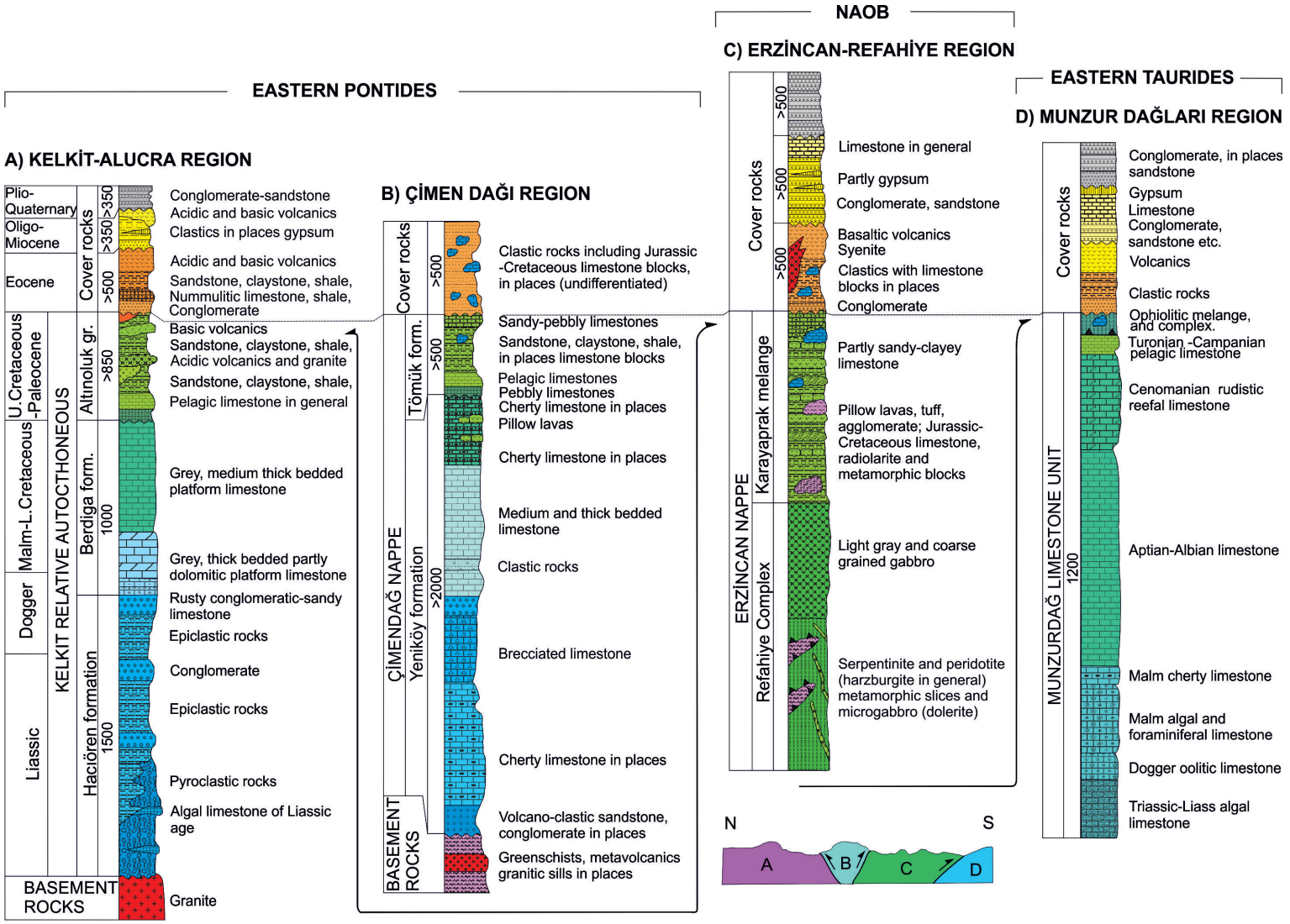



**Figure 2.** Tectonic units in the region and relative relationships between the units in North Anatolian Ophiolitic Belt (NAOB) (Yılmaz, 1985; Yılmaz et al., 1985).

***Şekil 2.*** *Tektonik birlikler ve bu birlikler arasındaki ilişkiler, KAOK, Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı (Yılmaz, 1985; Yılmaz vd., 1985).*

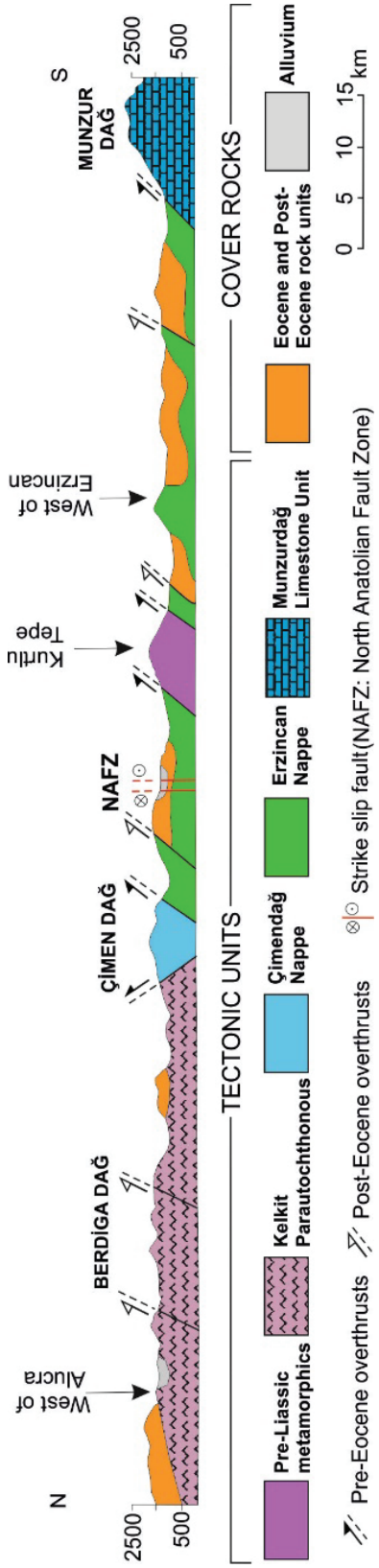



**Figure 3.** Representative cross-section of the study area in approximately north-south direction (Yılmaz, 1985; Yılmaz et al.,1985).
***Şekil 3.*** İnceleme *alanının K-G yönünde temsili enine kesiti (Yılmaz, 1985; Yılmaz vd., 1985).*

The relationships between these tectono-stratigraphic units are clear. The Çimendağ Nappe is situated on the Kelkit Paraautochthonous unit to the north and on the Erzincan Nappe to the south. The Erzincan Nappe is located on the Munzur Limestone Unit to the south (Figure 3).

**Kelkit Paraautochthonous Unit**

This unit is located in the northern part of the study area and represents the southern part of the Eastern Pontides. It reflects the typical features of Eastern Pontides. Pre-Liassic rock units in the region have similar characteristics to the Tokat Metamorphics with green schist facies, located to the west of the study area (Özcan et al, 1980; Yılmaz et al, 1997a; Yılmaz and Yiğitbaş, 2024). In addition, the Gümüşhane granite with the greenschist forms the basement to the east of the study area (Yılmaz, 1974).

The representative unit for the pre-Jurassic sequence in the study area is the Agvanis Metamorphics, which have undergone regional metamorphism to greenschist facies. Contact metamorphism superimposed on regional metamorphism developed around the quartz-diorite pluton. In terms of lithology, stratigraphy and type of metamorphism (Figures 4 and 5), the Agvanis Metamorphics resemble the Tokat Massif and probably represent the basement to the Pontian Jurassic sequence (Okay, 1983). In this framework, the geological and tectonic map of the pre-Liassic Agvanis Metamorphics in the study area is shown in Figure 4. Later, strong acidic magmatism affected the metamorphics and the surrounding rocks. The acidic magmatic rocks are found as sills, and small- to medium-sized plutons (Okay, 1983).

Pre-Jurassic metamorphics represent an environment dominated by basic volcanism. The frequent intercalations of metabasites with graphitic phyllites and thickly-bedded marbles (Figure 5) suggest that the environment of deposition was not very deep (Okay, 1983).

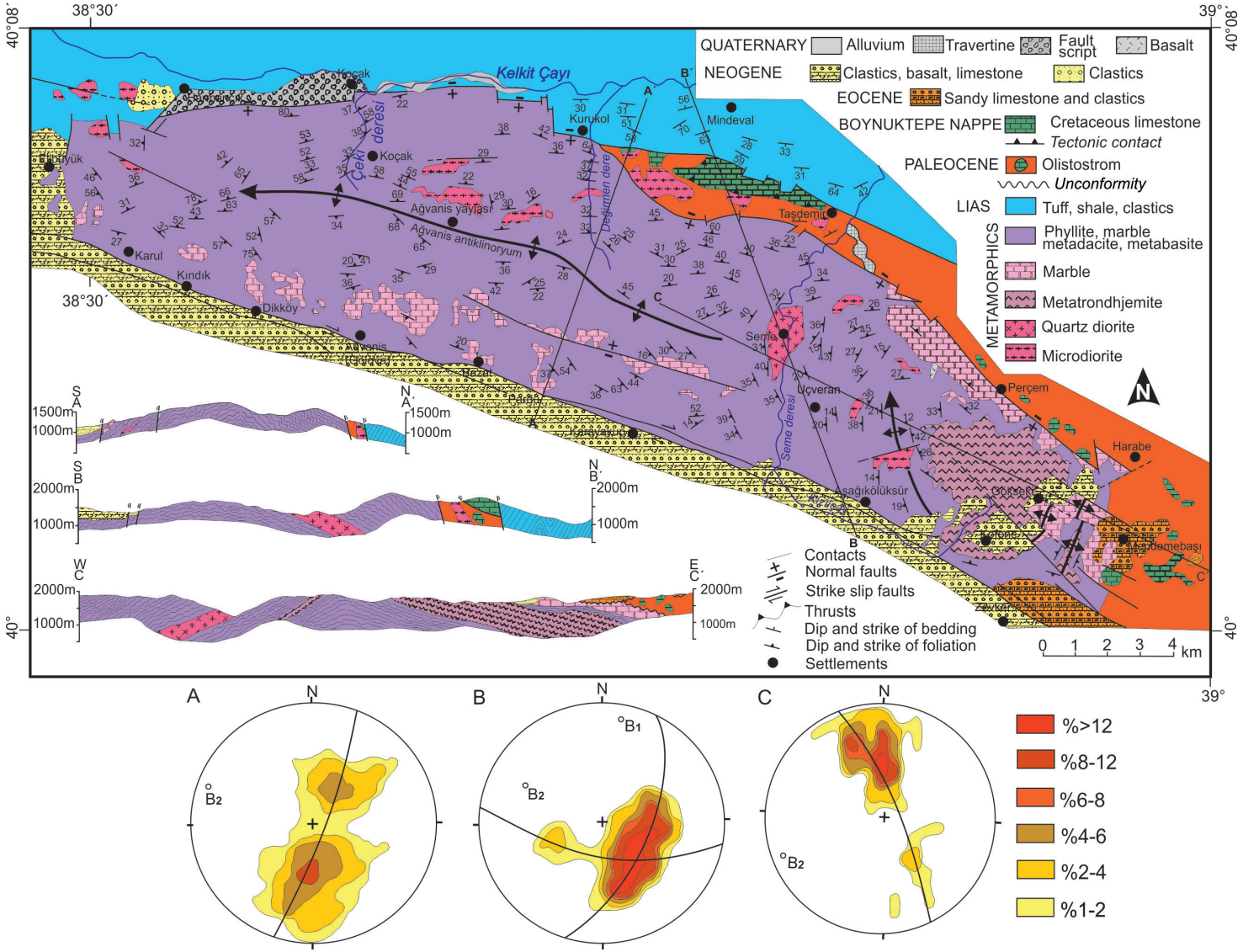



**Figure 4.** Geological and tectonic map of the Gölova (Agvanis) area (Modified after Okay, 1983).

Şekil ***4.*** *Gölova (Agvanis) yöresinin jeolojik ve tektonik haritası (Okay, 1983'ten yeniden hazırlanmış).*

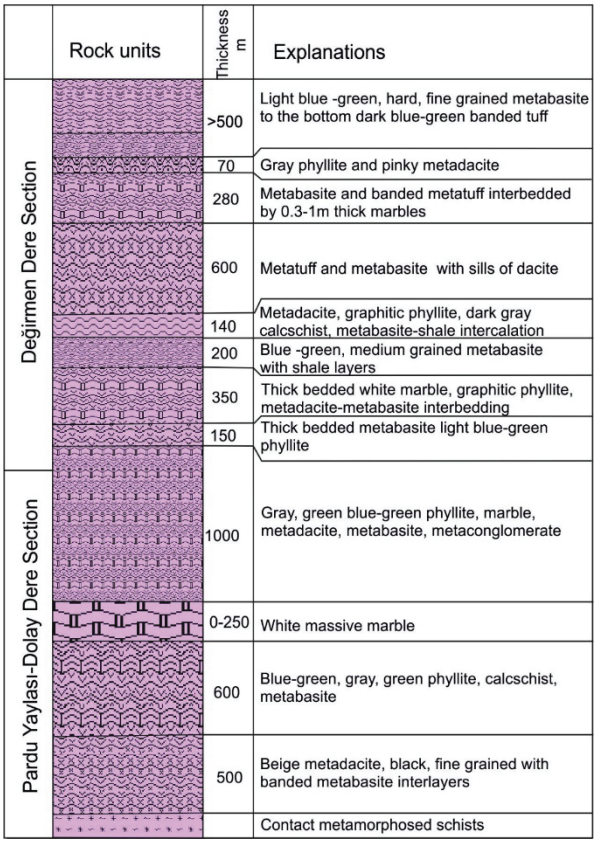



**Figure 5.** Synthetic stratigraphic section of the Agvanis metamorphic rocks (Modified after Okay, 1983).

***Şekil 5.*** *Agvanis metamorfik kayalarının yapay stratigrafik kesiti (Okay, 1983'dan yeniden hazırlanmış).*

Jurassic-early Cretaceous rock units overlie the Pre-Jurassic metamorphics unconformably. The early Jurassic Hacıören Formation consists mostly of volcano-clastic rocks deposited in a shallow marine environment, which is followed by the middle to late Jurassic-early Cretaceous Berdiga Formation representing platform type carbonates (Pelin, 1977). The late Cretaceous-Palaeocene Altınoluk Formation overlies the Berdiga Formation with a local unconformity.

The ***Hacıömer Formation*** consists of tuff, shale, volcanoclastic sandstone and basic volcanic rocks. It is situated to the north of the Agvanis Metamorphics. The formation consists mainly of pyroclastic and epiclastic rocks, in places thin limestone levels are present, and also shale, coal levels and andesitic flow intercalations. The andesitic flow intercalations are highly chloritised, including a small amount of quartz with plagioclases (Figure 2).

In the limestone levels of this unit, *Ammonitico rosso* (Calcare Ammonitico Rosso), *Involutina liassica* (Jones), Trocholina sp., Nodosaria sp., Lenticulina sp., Glomospira sp., Spirillina sp., gastropod, ostracod and lamellibranch forms were identified and an age of Hettangian-Pliansbachian was determined. Age data for the Hacıören Formation was also obtained from palynological study of coal horizons within the formation. This study indicates an early Jurassic age for the Hacıören Formation, as suggested by Pelin (1977).

Early Jurassic clastic rocks comprising sandstone, shale, tuff, conglomerate and thin coal levels are widespread in the Eastern Pontides. The Hacıören Formation is approximately 1500 m in thickness (Yılmaz, 1985).

The ***Berdiga Formation,*** which has middle-late Jurassic-early Cretaceous age, is represented by platform-type carbonates. In the study area, the lowest part of the Berdiga Formation consists of conglomerate, sandstone and in places mudstone-limestone alternations. The lower section conformably passes towards the top gradually into medium-thick bedded limestone. The upper level, which is dolomitic in nature in places, represents only limestone (packstone, boundstone and grainstone alternation) with grey, medium-thickness regular layers and pelleoid, oolitic, intraclast and bird's eye structures (Figure 2).

If Pelin's (1977) evaluations regarding the depositional environment are taken into account, the Hacıömer Formation and Berdiga Formation, as a whole, represent a middle-late Jurassic-early Cretaceous continental shelf and this shelf gradually becomes shallower towards the upper levels.

The ***Altınoluk Formation*** is divided into three different members. This late Cretaceous-Palaeocene formation includes epiclastic-pyroclastic associations, arc-related magmatic rocks and volcanic occurrences. This unit typically crops out around Altınoluk village. It is possible to see almost all the features of this formation around Altınoluk village.

The lowermost member of the Altınoluk Formation is composed of grey, yellowish, locally layered conglomerate and grainstone (pebbly, sandy limestone). This clastic level harmoniously passes into alternations of red pelagic limestone, shale and conglomerate. Pyroclastic and volcanic flows have dacitic character in the lower levels and andesitic and basaltic character in the upper levels. Large granitic intrusions are seen along the Kelkit River in the northern part of the study area. Pyroclastic and volcanic flows with andesitic and basaltic character become widespread towards the upper levels of the formation. In general, the rocks of the Altınoluk Formation are volcano-sedimentary flysch and overlie the Berdiga Formation with a local unconformity (Figure 2).

In the red, thin-layered limestone (limewakestone) samples of the Altınoluk Formation, *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana concavata* (Brotzen), *Globotruncana tricarinata* (Queurau), *Globotruncana linneiana* (d'Orb.) and Heterohelix sp. are common. However, rudistic shells are common in the upper levels of the formation. This formation includes mainly sandstone, claystone, shale, conglomerate and their alternations. Palaeocene rocks, including abundant clastic carbonates, represent a shallow environment in the west and just outside the study area.

During deposition of the unit, a shallow and then high energy environment may have been dominant. The environment deepened and an open marine environment developed. As a result, the environment became shallower, especially towards the Palaeocene. Heterogenous rocks in the formation indicate a transitional environment between arc and forearc.

## Çimendağ Nappe

This unit was named by Bergougnan (1975) as Çimendağ Limestone Unit in places, the Çimendağ Nappe by Bergougnan (1976) and the Boynuktepe Group by Okay (1983). After evaluating its location and setting, the decision was made to define the unit as the Çimendağ Nappe. According to Bergougnan (1980, written interview), the allochthonous Çimendağ Nappe may also be an olistolith within the Palaeocene İşkilör olistostrome.

The ***Pre-Liassic basement*** of the Çimendağ Nappe comprises Gümüşhane metamorphic rocks and Carboniferous-Permian volcano-clastic rocks (Akdeniz, 1984) in the northeast and outside of the study area. Jurassic-Cretaceous rocks overlie the pre-Liassic rock units with an angular unconformity. Jurassic-Cretaceous rocks represent two different levels. The lower level is the Yeniköy Formation, while the upper level is the Törnük Formation.

The ***Yeniköy Formation*** is composed of Jurassic-early Cretaceous rock associations and in places olistostromal levels. The early Jurassic level of the Yeniköy Formation consists of neritic limestone and in places cherty limestone with clastic rocks, while the Dogger-Malm level consists of brecciated limestone, clastic rocks and medium, thick-layered grey neritic limestones (limewakestone, packstone, grainstone). Olistostromal levels contain volcano-clastics and limestone blocks. The late Malm and early Cretaceous levels of the formation contain pillow-shaped volcanics, chert nodules, radiolarian limestones and clastic rocks. The highest level is limestone (boundstone, packstone, grainstone) with oolitic, iron oxide and reefal fragments (Figure 2).

In different parts of the Yeniköy Formation, *Protopeneroplis trochangulata* Septfountaine, *Trocholina elongata* Leupold, *Calpionella alpina* (Lorenz), Glomospira sp., coral, coprolite and echinoid spines were identified. The following fossils were determined in micrites between the pillow lavas, located in Jurassic-early Cretaceous carbonates just southwest of Gözköy.

Considering the change, diversity and location of the rock characteristics and fossil content, the Yeniköy Formation represents a deeper extension of the northern platform and partially represents the continental slope during the late Jurassic-early Cretaceous.

The ***Törnük Formation*** consists mainly of late Cretaceous conglomerate, red pelagic limestone, sandstone, claystone, shale and clayey, sandy limestone and was named by Yılmaz (1985) as the Törnük Formation (Figure 2). The name of Törnük was mistakenly mentioned as Turnik in Bergougnan's (1975) study.

In the samples taken from the lower-middle levels of the Törnük Formation, *Globotruncana lapparenti* (Bolli), *Globotruncana Linneiana* (d'Orb.), Marssonella cf. oxycona (Reuss), Heterohelix sp., and *Siderolites calcitrapoides* Lamarck were identified. In the upper limestone levels, *Orbitoides medius* (d'Arch.), Textularia sp., bryozoa, rudist, and echinoid spines were identified. Accordingly, this unit is Senonian in age. If the fossil content of the Törnük Formation are taken into account with the deformation and deposition characteristics, it is possible to suggest that the unit was initially deposited in a shallow, and then open marine environment. In the end, the open marine environment gradually became shallower. As a whole, this environment may be located within a forearc.

## North Anatolian Ophiolitic Belt

The North Anatolian Ophiolitic Belt (NAOB) is situated between the Eastern Pontides and Eastern Taurides and it joins the Lesser Caucasus Ophiolitic Belt to the east outside of the study area (Yılmaz and Yılmaz, 2013). The Erzincan metavolcanics of the NAOB were suggested to represent a volcanic arc forming above the intra-oceanic subduction, which was further dragged under the ophiolite obduction through scaling, faulting and tectonic erosion (Rolland et al., 2020). In this study, the Erzincan Nappe represents a part of the North Anatolian Ophiolitic Belt and includes the Refahiye Complex, Karayaprak M**é**lange and Dumanlıdağ Metamorphics.

## Erzincan Nappe

The Erzincan Nappe represents the ophiolites of different ages, late Cretaceous-Palaeocene ophiolitic melanges and metamorphic rocks. Palaeozoic and Mesozoic ophiolites, which occurred along the Paleotethys or the northern branch of Neotethys and/or Inner Tauride Ocean (Koçyiğit, 1990) exist in the study area. The ophiolitic complex is named the Refahiye Complex, the mélange is called the Karayaprak **Mélange,** and metamorphic rocks are named the Dumanlıdağ Metamorphics (Yılmaz, 1985).

The ***Refahiye Complex*** includes a complex of undivided ophiolites with different ages, which represents peridotite, gabbro, dykes and pillow lavas, rather than a regular ophiolitic sequence (Figure 2). Peridotite is the most common rock type and it was identified mainly as harzburgite and lherzolite in places. Serpentine is not very common and generally occurs at the contact between peridotite and metamorphic rocks. Gabbro has the smallest outcrops. Microgabbro and diabase dykes are common cutting serpentinised peridotite.

The petrochemical characteristics of the Erzincan-Refahiye ultramafic and mafic rocks indicate that ophiolites in the region occurred along a mid-ocean ridge (Buket, 1982) and/or the marginal sea of an ocean (Bektaş, 1981).

It was suggested that the ultramafic and leucocratic rocks of the Refahiye Complex developed in the earliest stages of island-arc development in a supra-subduction setting (Rice et al., 2009) and/or a forearc tectonic setting in the northern branch of the Neotethyan ocean with Cretaceous ophiolites (Sarıfakıoğlu et. al., 2009). In addition, the ultramafic-mafic association or outcrops may have derived from high-Al hydrous basaltic magmas which developed through partial melting of previously subducted and metasomatised subcontinental lithospheric mantle (pre-Liassic, Alaskan-type ultramafic-mafic complex) and may be seen in the Eastern Pontides (Eyüboğlu et al., 2010).

As a result, there is no consensus about the origin and relationships between different ophiolites along the NAOB in terms of age and origin. However, studies carried out in the study area indicate only the existence of a mid-ocean ridge (Buket, 1982; Buket and Ataman, 1982) during the Jurassic and early Cretaceous.

***Karayaprak* Mélange** represents a mélange prism and contains pillow lavas, tuff, agglomerate, limestone, greywacke and olistostrome levels (Figure 2). Volcanoclastic rocks are the matrix of the mélange, including Jurassic-early Cretaceous limestone blocks, ophiolitic and metamorphic blocks. In the limestone blocks, *Involutina liassica* (Jones), *Ophthalmidium martanum* (Farinacci), Nodosaria sp., and Lenticulina sp. were identified and these indicate a Hettangian-Pliansbachian age for the blocks.

In the upper parts of the ophiolitic m**é**lange, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, Lepidorbitoides sp., Orbitoides sp., and Cibicides sp. were identified in the volcanoclastic rocks and a Maastrichtian age was given. Then, Palaeocene clastic layers were identified in the matrix of the Karayaprak Complex around Suşehri basin and İşkilör Village in the north of Erzincan. It is clear that the age of the Karayaprak Melange is late Cretaceous-Palaeocene.

***Dumanlıdağ Metamorphics*** consist mainly of metabasic rocks and in places marble, metaturbidite and rarely metachert. In the lower levels, the dominant rocks type is metabasic rocks, but in the upper levels of the unit, marble and calcschist are the dominant rock types. Dumanlıdağ metamorphic rocks have undergone regional metamorphism to greenschist facies. In terms of lithology and type of metamorphism, the Dumanlıdağ Metamorphics resemble the Tokat and/or Agvanis Metamorphics.

However, Göçmengil et al. (2013) and Topuz et al. (2013) defined greenschists and amphibolite schists of early-middle Jurassic age in the study region. These metamorphic rocks represent an accretionary complex and they occurred in IAB and/or E-Morb environments. Accordingly, an ensimatic arc may have occurred during the early-middle Jurassic.

The frequent intercalation of metabasites with phyllites and moderate-thin bedded marbles, metaturbidite and metachert suggests that the environment of deposition was marine and it may have been deep in places.

Most of the rock types in the Erzincan Nappe, presented above, have tectonic contacts with each other. With the subduction that developed in the late Cretaceous, the oceanic units and other units underwent significant deformation and their primary relationships have been degraded.

## Eastern Taurides

The Eastern Taurides is situated to the south of the study area. The Munzurdağ Limestone Unit represents the northernmost part of the Eastern Taurides as a nappe under the Erzincan Nappe. The Eastern Taurides domain, as a whole, exemplifies continental rifting and passive margin development. Following Triassic rifting, a carbonate platform developed near sea level in the Munzurdağ area. Triassic-Cretaceous deep-water

sediments and volcanics are present as distal deep-water slope/base of slope units (Robetson et al., 2021).

**Munzurdağ limestone unit**

The Munzurdağ Limestone Unit consists of platform-type carbonates. It is a tectono-stratigraphic unit of the late Triassic-late Cretaceous interval and was named by Özgül (1981).

The Munzurdağ Limestone Unit is located in the south of the study area (Figures 1 and 2) and represents the northeastern continuation of the widespread carbonate sequence observed along the Eastern Taurus Mountains. The unit begins with late Triassic-early Jurassic algal limestone, oolitic limestone, algal and foraminiferal limestone and occasionally continues as flinty limestone. In the upper levels, rudist reef limestone is dominant and is overlain by Turonian-Campanian pelagic limestone with a compatible sharp contact. The pelagic limestone that forms the upper level of the Munzurdağ Limestone Unit contains Globotruncana sp. usually. The thickness of the Munzurdağ Limestone Unit exceeds 1200 meters in reference section localities (Özgül and Turşucu, 1984).

Bedi and Yusufoğlu (2022) defined the unit as the northeasternmost nappe of the Eastern Taurides. They studied the features and setting of this unit. In this framework, Late Triassic Megalodont-bearing sparitic limestone, Early Jurassic nodular limestone, including *Ammonitico rosso*, Middle Jurassic-Hotrivian cherty and oolitic limestone, Barremian-Cenomanian rudist-bearing limestone and brecciated limestone were identified by Bedi and Yusufoğlu (2022). The defined characteristics of the Unit show the concrete and continuous existence of a platform, evolving in the south of the study region.

Although this unit is essentially an allochthonous unit within the framework of the Eastern Taurus Belt, it is a relatively autochthonous unit compared to the Erzincan Nappe, which consists mainly of ophiolitic complex and melange in the study area. A large part of the unit is neritic, and its uppermost level reflects deep environmental conditions. As a whole, the unit represents the southern platform of the Eastern Taurus domain.

## TECTONIC STRUCTURES of the REGION

In the study area, three tectonic phases with different geological ages can be easily distinguished. The first of these is the main overthrusts, which are pre-Eocene in age and are located between tectono-stratigraphic units. The second is Eocene-Miocene structures, which are represented by folds and imbricated structures and the last and third is the dextral strike-slip Northern Anatolian Fault, which passes through the middle part of the study area.

**Pre-Eocene Overthrusts**

These structures separate the main tectono-stratigraphic units from each other (Figure 2). The setting of the structures is northvergent and/or southvergent and can be seen in Figure 3. The northernmost overthrust is northvergent and is located between the Kelkit Paraautochthonous Unit and the Çimendağ Nappe. Then, the middle overthrust, which is southvergent, is situated between the Çimendağ Nappe and Erzincan Nappe. The southernmost overthrust is also southvergent and is located between the Erzincan Nappe and Munzurdağ Limestone Unit. Briefly, the Çimendağ Nappe is located on the Kelkit Paraautochthonous Unit to the north and on the Erzincan Nappe to the south. The Erzincan Nappe is located on the Munzurdağ Limestone Unit to the south (Figures 2 and 3). Eocene clastic rock units, including conglomerates, sandstones etc., unconformably overlie the tectono-stratigraphic units and main overthrusts together.

### Eocene-Miocene structures

Post-Eocene structures occurred mainly during the Miocene. Eocene and Miocene units frome new basins were deformed greatly and are represented by intensive folds and imbricated structures in the region. These structures were distinguished from Pre-Eocene structures on the map (Figure 2).

### North Anatolian Fault

The North Anatolian Fault (NAF) represents the neotectonic phase and it is the most important structure in the study area (Figure 6). The major movement along the NAF is dextral strike-slip (Ketin, 1948); however, important vertical movements also occurred along these faults (Okay, 1983; Yılmaz, 1985). The Suşehri section of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) is dominated by an active fault-wedge basin. Its recent configuration is a Quaternary strike-slip depression superimposed on a larger, fault-controlled fluvial to lacustrine setting from the Pliocene (Koçyiğit, 1989). However, the "suture" directly coincides with the major post-Miocene strike-slip North Anatolian Fault zone (Barka, 1992).

Maximum offset of a strike-slip fault should be determined not only by similarities of the oldest rock units, but also similarities of the cover overlying the oldest rocks, along both sides of the master strike-slip fault. Tokat metamorphics and ophiolites are the oldest rock units and Eocene rock units overlie older rock units in the region. From this perspective, the sequences, including metamorphics, ophiolites and Eocene volcano-sedimentary cover in the south of the master fault and the metamorphics, ophiolites and Eocene volcano-sedimentary cover in the north of the master fault, have similar characteristics.

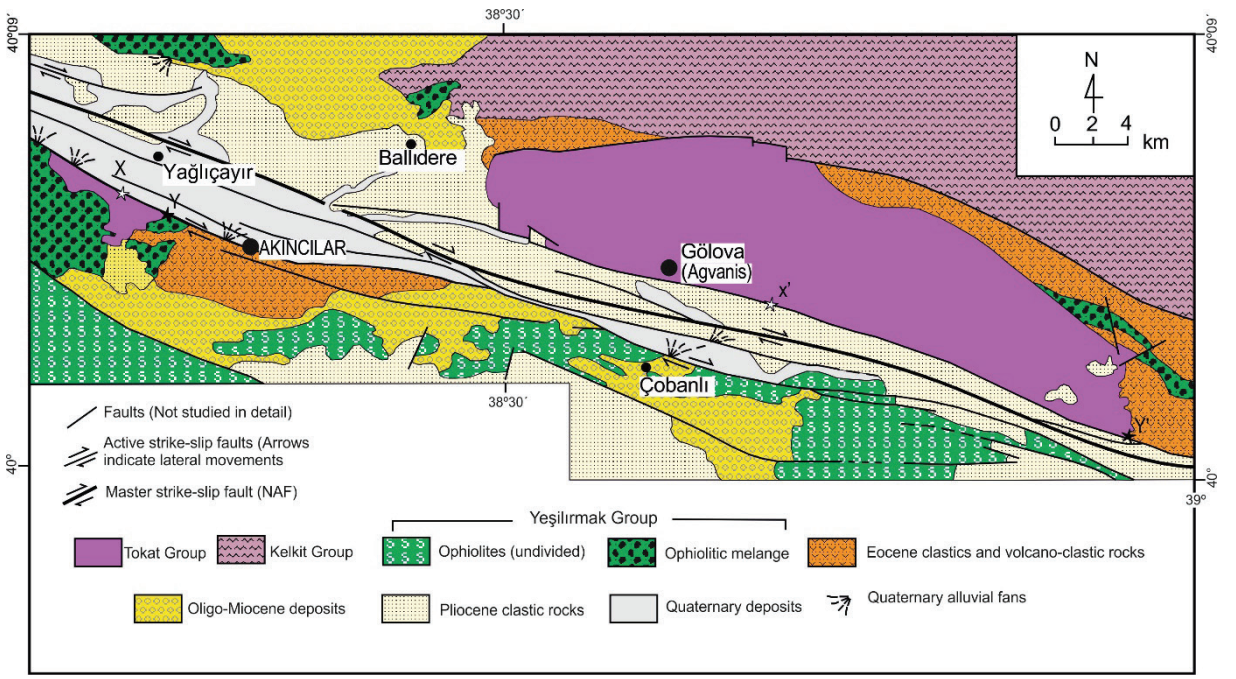



**Figure 6.** Detailed geological and tectonic map of Gölova (Agvanis) and surroundings (Modified after Yılmaz, 1985; Yılmaz and Yılmaz, 2010).

***Şekil 6.*** *Gölova (Agvanis) ve dolayının ayrıntılı jeoloji ve tektonik haritası (Yılmaz, 1985; Yılmaz ve Yılmaz, 2010'den sonra yeniden hazırlanmış).*

Moreover, there is only Pliocene-Quaternary neotectonic fill between the main fault segments. Only the dimensions of the metamorphic outcrops on both sides of the fault are different. This may be the result of different rates of uplift and erosion of metamorphic rocks to the north and south of the master fault. Therefore, if the approximately middle part of the massifs are considered (Figure 6) as a basis, there is 25 km (X-X') offset, but if Y-Y' is taken into account (Figure 6) as a basis, there is 35 km offset defined for the NAF in the region, as suggested by Koçyiğit (1989).

## STRUCTURAL EVOLUTION of the REGION

In order to propose a structural model, it is necessary to define the structural units and cover rocks in the region with reliable data. For instance, oceanic products such as ophiolites and melanges are key units for a model. Therefore, the Erzincan Nappe is described in detail.

The Erzincan Nappe and/or the mid-oceanic and ensimatic ophiolites and melanges with the different ages are important parts of the North Anatolian Ophiolitic Belt (NAOB) in the study region (Yılmaz and Yılmaz, 2013). For instance, Pre-Liassic ophiolites were identified in the Erzincan area (Tatar, 1978; Koçyiğit, 1990) and Early Jurassic SSZ type ophiolites (Altıntaş et al., 2012) and Late Cretaceous ensimatic arc (Beyazpirinç et al., 2019) were identified along the NAOB. In addition, based on work by Koçyiğit (1990), Erzincan is a key area where the Karakaya, Inner Taurus and Erzincan suture (and/or NAOB) belts are joined to each other. However, there are no clear relationships between ophiolites with different ages and in different settings along the NAOB.

After the evaluations presented above, it is clear that there is no consensus about a model mainly for the pre-Liassic age. Therefore, it was decided to evaluate the study area again based on existing data for the Jurassic-Quaternary interval:

### Jurassic-Early Cretaceous

During the Jurassic-Early Cretaceous, the sequences, such as the Kelkit Paraautochthonous Unit and Çimendağ Nappe, began with rifting and then gained platform and continental slope features, respectively. These units are situated north of the ophiolitic belt. In addition, ophiolites were formed at the mid-ocean ridge during the Jurassic-Early Cretaceous in the Refahiye region (Buket, 1982; Buket and Ataman, 1982) and surrounding regions in the same belt (Yılmaz, 1981b). Studies carried out in the Refahiye region identified new data corresponding to accretionary complex, ensimatic arcs and ophiolites (Sarıfakıoğlu et al., 2009; Rice et al., 2009; Göçmengil et al., 2013; Topuz et al., 2013). As a result, the model seen in Figure 7A is presented as a synthetical model for Jurassic-early Cretaceous, in line with the evidence presented above.

### Late Cretaceous-Palaeocene

The tectonic regime completely changed during late Cretaceous and continued up to the Palaeocene. Late Cretaceous-Palaeocene sequences of the Kelkit Paraautochthonous Unit and Çimendağı Nappe gained ensialic arc and fore-arc transitions, respectively. Additionally, the age of the ophiolite melange (Yılmaz, 1981a; 1983) and the chemistry of the volcanics (Yılmaz, 1981b; Beyazpirinç et al., 2019) indicate an ensialic arc. Therefore, it is necessary to accept the existence of two separate subduction zones. Figure 7B is presented as a model that reflects the Late Cretaceous-Palaeocene phase.

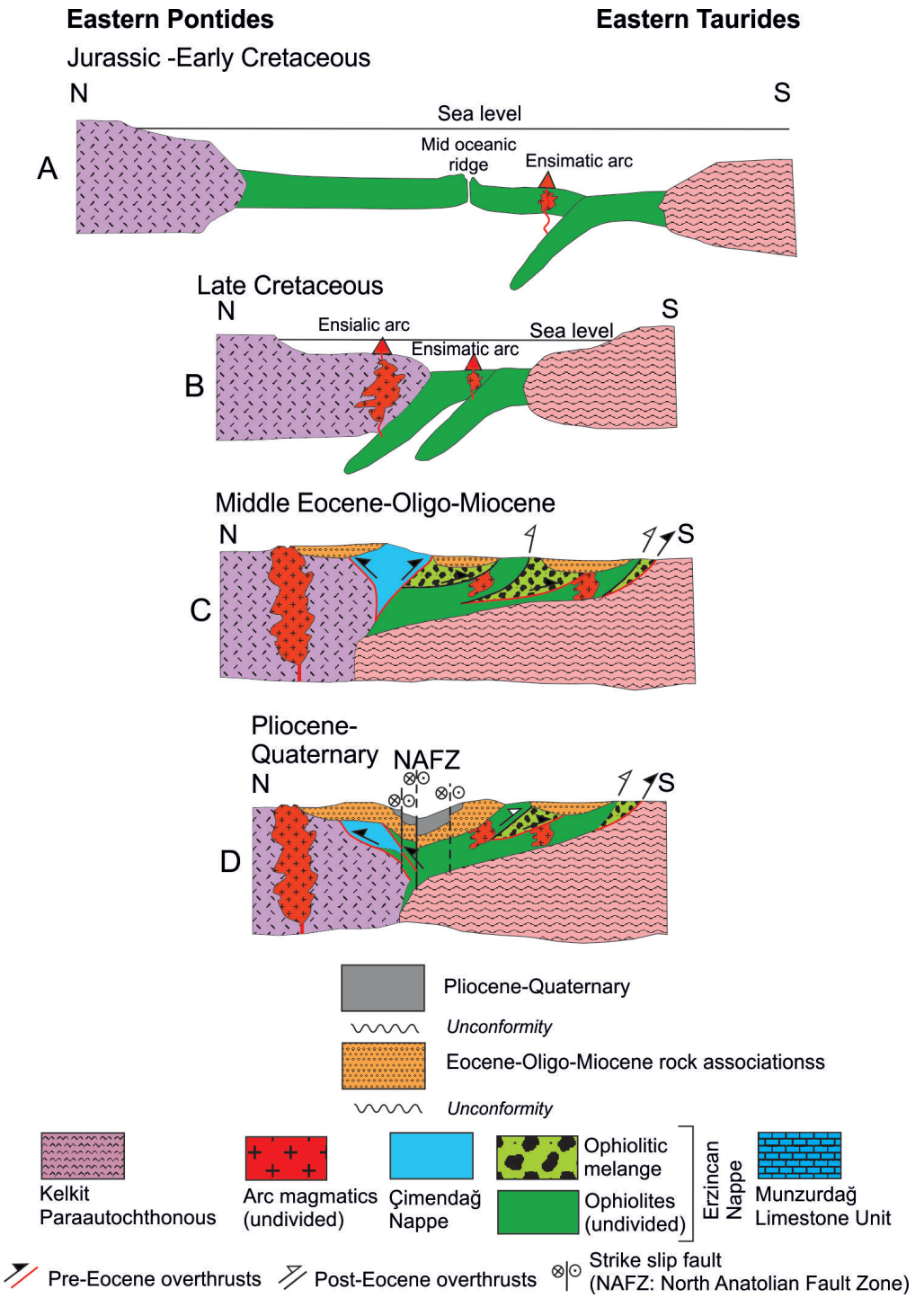



**Figure 7.** Tentative structural evolutionary model of the study area.

***Şekil 7.*** İnceleme *alanının mevcut tartışmaya açık yapısal evrim modeli.*

**Eocene-Oligocene-Miocene**

Middle Eocene rocks generally begin with a polygenetic conglomerate level and then grade up into sandstone, claystone, shale alternations and andesitic volcanics. Nummulites cf planulatus (Lamarck), Nummuites sp. and Eurapertia sp. are found in the sandstones of the unit; hence, the unit was dated as Middle Eocene. Eocene rock associations and Oligo-Miocene terrigenous clastics unconformably overlie the tectonostratigraphic units in the region.

The fact that Eocene rocks lie on the tectono-stratigraphic units and the tectonic elements presented above with an angular unconformity is an indication that collision in the region ended before the Eocene (Yılmaz, 1985; Yılmaz et al., 1985). In addition, Eocene volcanics in the region show post-collisional adakite-like magmatism and have implications for the evolution of Eocene magmatism in the Eastern Pontides (Topuz et al., 2011).

Oligocene-Miocene rocks comprise red conglomerate, sandstone, claystone and gypsum levels, which are products of shallow-marine and continental environments. These unconformably overlie the Eocene rock association. Cutting these units, acidic and basic magmatics are common around the region. They are folded and thrust-faulted in general. According to Baş (1979), the Miocene-Pliocene volcanics in the Erzincan region are the products of calc-alkaline continental volcanism. These volcanic products may have formed as a result of the reactivated movement of magmatic diapirs embedded in continental crust. Based on this evidence and evaluation, Figure 7C presents an explanation of the tectonic setting of the Eocene-Oligo-Miocene phase.

**Pliocene-Quaternary**

Plio-Quaternary fluvial to lacustrine rocks overlie the older rock units above an angular unconformity and consist of terrace clastics and fine-grained plain sediments. Eocene-Miocene deformational structures such as folds and imbricated structures are crossed and displaced dextrally by the active strike-slip fault system along the NAF. The Pliocene-Quaternary units were deposited within a newly developing strike-slip and/or pull-apart basin. This level is not deformed and is nearly flat-lying (Koçyiğit, 1996). Figure 7D is presented as a representative model reflecting the Neotectonic phase.

## DISCUSSION

The main problems in the study area are concentrated on three issues. The first one is the origin of the ophiolites and mélange along the North Anatolian Ophiolite Belt, the second one is the age of collision between the Eastern Pontides and Eastern Taurides in the study area, and the third one is the age, offset and annual velocity of the NAF.

For the first issue, the Erzincan Nappe was defined in detail. For example, Koçyiğit (1990) suggests that there should be three suture zones, which are integrated west of Erzincan. These sutures are the Karakaya, Inner Tauride and Erzincan Sutures. Indeed, the existence of ophiolites with different ages is known in this region (Tatar, 1978; Koçyiğit, 1990). According to this approach, each suture indicates a different ocean in terms of age and setting. But the relationships between these oceans have not been defined. The existence of the Intra Tauride Ocean and the setting of the suture is an important question. If an Intra Tauride Ocean existed, plate kinematic constraints limit its width to 300 km. It would have subducted between 85 Ma and 65 Ma. No geological record has been identified to date that demonstrates the existence of such an ocean basin. However, indications may be found in subduction-related plutons in the Kırşehir Block that formed between 85 and 70 Ma (van Hinsbergen et al., 2016). In the framework of age, composition, and tectonic setting, the

ophiolites and mélanges of the southern sub-belt and northern sub-belt of the Kırşehir Block have similar characteristic features. Therefore, the southern sub-belt units may be the tectonically-transported products of the northern sub-belt (Yılmaz and Yılmaz, 2013).

Then, it was suggested that the ultramafic and leucocratic rocks of the Refahiye ophiolite developed in the earliest stages of island-arc development in a suprasubduction setting (Rice et al., 2009), while there was a forearc tectonic setting in the northern branch of the Neotethyan ocean, with characteristics similar to most of the eastern Mediterranean Cretaceous ophiolites (Sarıfakıoğlu et. al., 2009). In addition, the Karayaşmak ultramafic-mafic association in the region was derived from high-Al hydrous basaltic magmas which developed via partial melting of previously subducted and metasomatized subcontinental lithospheric mantle (pre-Jurassic, Alaskan-type ultramafic-mafic complex) in the Eastern Pontides (Eyüboğlu et al., 2010).

In addition, double north-dipping subduction zones were suggested to describe the tectonic evolution of the northern branch of NeoTethys in the Jurassic (Göçmengil et al., 2013; Topuz et al., 2013), Jurassic-Cretaceous (Parlak et al., 2013; Robertson et al., 2013), Cretaceous (Sarıfakıoglu et al., 2009) and Late Cretaceous (Erdoğan et al., 1996; Tüysüz et al., 1995; Yılmaz and Yılmaz, 2013). Briefly, there is no consensus about the age of the ophiolites and their progression along the NAOB as a whole. However, on the basis of the palaeontological evidence presented above, the age of the Karayaprak melange in the study area should be Late Cretaceous-Palaeocene.

In fact, there may be relicts of the pre-Alpine ocean in the ophiolitic complex as blocks and/or tectonic slices. But, on the basis of evidence about the pre-Alpine units, it is not possible to design a new comprehensible model. Therefore, the model suggested in this study includes only the Jurassic-Quaternary interval. For this model, it is sufficient to examine the nature of the tectonic units and ophiolites presented above.

As a result, further studies are necessary to improve the proposed models. There are some critical areas in Turkey that are still under-explored. Better studies in these regions need to further our understanding of the structural evolution.

For the second problem, there are different points of views about the age of collision between the Eastern Pontides and Taurides. For instance, Şengör et al. (2008) suggest Late Miocene, while Robertson et al. (2021) suggest Mid-Late Eocene for the age of collision as a whole between continental fragments and the suture zone along the continents.

However, Eocene volcanics in the region show post-collisional adakite-like magmatism and have implications for the evolution of Eocene magmatism in the Eastern Pontides (Topuz et al., 2011). In addition, on the base of palaeontological data presented above, Middle Eocene clastic rocks overlie the tectono-stratigraphic units unconformably everywhere from north to south in the study area (Yılmaz, 1985; Yılmaz et al., 1985). As a result, the collision age should be Pre-Middle Eocene.

For the third problem, there are different approaches about the age, offset and velocity along the NAF in the study area and surrounding regions.

First of all, the age of the NAF is also open to debate. For instance, Şengör et al. (2008) suggest Late Miocene, whereas Barka (1992) suggests post-Miocene and Koçyiğit (1989) and Bozkurt (2001) suggest Pliocene for the NAF. In the study area, Eocene-Miocene rock associations are deformed to a great scale. However, Pliocene layers are not deformed. Therefore, Pliocene age can be preferred for the NAF.

There are different offsets suggested along the NAF as well. For instance, Bergougnan (1975) suggested 100-120 km, Tatar (1978) 50-60 km and

Seymen (1975) suggested that the offset of the NAF should be 85 km, considering the relationship between the Tokat massif and the ophiolites along both sides of the NAF.

In addition, considering the similarity of Lutetian volcano-sediments on both sides of the NAF in the Suşehri basin, Koçyiğit (1989) suggested that the NAF has a 35 km right lateral offset. Yılmaz et al. (1997 a & b) claimed that the offset is 50 km based on the similarity of the Eocene nappe fronts to the north and south of the NAF in the same region. Whereas 18 km offset was suggested by Tatar et al. (1993) and Barka and Handcook (1984) proposed 25±5 km for different segments of the NAF.

In addition, annual velocity values along the NAF are variable along different segments. For instance, on the basis of geological data, Seymen (1975) suggested 0.5 cm/yr, Barka and Handcook (1984) 0.45-0.5 cm/yr, Koçyiğit (1989) 5 cm/yr (from 1989 up to recent), Tatar et al. (1993) 0.52/yr; on basis of geophysical data, Mc Kenzie (1972) 5 cm/yr and Toksöz et al. (1979) 12 cm/yr (for interval between 1939-1977). According to the offset of valleys and ridges, there was 8 km of Quaternary displacement, about 2 km of it in the late Quaternary, and at least 500 m during the Holocene (Barka and Handcook, 1984).

There is only Pliocene-Quaternary neotectonic fill between the main fault segments. Only the dimensions of the metamorphic outcrops on both sides of the fault are different. This may be the result of the different rates of uplift and erosion of metamorphic rocks to the north and south of the master fault. Therefore, if the approximately middle part of the massifs are taken into account (Figure 6), there is 25 km (X-X$_1$) offset, but if Y-Y$_1$ is considered (Figure 6) as a basis, there is 35 km offset defined for the NAF in the region, as suggested by Koçyiğit (1989).

After the evaluations presented above and field data, it is possible to suggest Pliocene age, at least 25 km for offset and annual velocity values of approximately as 4.7 cm/yr for the NAF in the region.

## CONCLUSIONS

The aim was to design a model for the Jurassic-Quaternary interval because it is possible to foresee and design a general model from the Jurassic to the Quaternary within the framework of evidence obtained from the study region. This model should include the following major structures (Figure 7):

1-In the Jurassic-early Cretaceous interval, in general, a mid-ocean ridge and an ensimatic arc existed along the NAOB together. In addition, continental platforms existed to the north in the Eastern Pontides and to the south in the Eastern Taurides, respectively (Figure 7A).

2-The formation of the ophiolitic melange and the emplacement and/or obduction of ophiolites with different ages occurred during the late Cretaceous-Palaeocene. The existence of major structures is highlighted, including ensialic arc-forearc in the north along the south of the Eastern Pontides and an ensimatic arc in the south along the northern branch of Neotethys. Within this framework, double subduction zones and a preserved platform in the south at the Eastern Taurides must have been present (Figure 7B).

3-Collision of the Eastern Pontides and Eastern Taurides occurred before the Middle Eocene. Geochemical evidence and also a regional unconformity between the main tectono-stratigraphic units and Middle Eocene cover rocks confirm the collision (Figure 7C).

4-The NAF developed during the Pliocene as a dextral fault in an active strike-slip system (Figure 7D), which obliquely crossed the NAOB. The offset on the NAF should be at least 25 km and annual velocity is approximately 4.7 cm/yr for the study region.

## GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Doğu Pontidler ile metamorfik olmayan Doğu Toroslar'ın birbirine en çok yaklaştığı bir alanda yapılan çalışmanın amacı, yörenin jeolojisini ve yapısal evrimini yeniden değerlendirmektir. Bu bölge, diğer alanlardan farklı ve önemli veriler barındıran bir niteliğe sahiptir. Ayrıca, mevcut veriler de uzun süreden beri güncellenerek yorumlanmamıştır. Dolayısıyla, yörenin yapısal evrimini anlamak için tektonostratigrafik birimlerinin ayrıntılı tanımlanmasında yarar vardır. Çalışma alanında kuzeyde Doğu Pontidler, güneyde ise Doğu Torosların en kuzey kesiminde yer alan bölümü yer almaktadır. Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı (KAOK) ise Doğu Pontidler ile Doğu Toroslar'ın arasında yer almaktadır.

İnceleme alanında (Şekil 1), farklı ortam koşullarını yansıtan, birbirleri ile tektonik ilişkili paleo-tektonik birimler ayırt edilmiştir. Bunlar, kuzeyden güneye doğru Kelkit Göreli Otoktonu, Çimendağı Napı, Erzincan Napı ve Munzurdağı Kireçtaşı Birliği'dir (Şekil 2) Tektonik birliklerin konumu ve ilişkileri ise Şekil 3'de görülmektedir.

### Doğu Pontidler

Doğu Pontidler, Paleozoyik'ten Günümüz'e kadar uzanan zaman aralığında oluşan çeşitli birimlerden yapılı bir bölgedir. Kimmerya Kıtası olarak tanımlanan, kuzeydoğu Gondwana-Land ile Laurasian kıta kenarları arasındaki dar kıtasal kayma bölgesinin, esas olarak Permiyen ile geç Triyas arasında evrimleştiği eski aktif Avrasya kenarının bir bölümünü (Şengör vd., 2023) ya da en azından Triyas'ta yay-ardı havzalarının açıldığı (Moix vd., 2008) bir bölümü temsil eder.

Doğu Pontidler'in Jura öncesi ve Jura-Kuvaterner dizilerini bir arada içerdiği iyi bilinmektedir. İncelenen bölgede, Jura öncesi birimler farklı kesimlerde yer almakta olup, bu birimler arasında bir bağlantı kurmak mümkün değildir. Bu nedenle, bölgenin yapısal evrimini açıklamak için inceleme alanına özgü Jura-Kuvaterner evresi üzerinde yoğunlaşılmıştır. Bu çerçevede, Doğu Pontidler'in güney kesiminde Kelkit Göreli Otoktonu ve Çimendağ Napı tanımlanmıştır.

### Kelkit Göreli Otoktonu

Kelkit Göreli Otoktonu'nun temelini, yeşil şistlerle temsil edilen metamorfitler ve bunları kesen granit ve kuvars-diyoritler oluşturmaktadır. Agvanis masifinin ayrıntılı jeoloji haritası ve dikme kesiti sıra ile Şekil 4 ve 5'te görülmektedir. Metamorfitlerin köken kayaları, olasılıkla, derin olmayan bazik bir ortamda çökelmiş olmalıdır (Okay,1983). Bu temelin üzerine Hacıömer Formasyonu olarak adlandırılan Liyas yaşta kırıntılı kayalar transgresif olarak gelir. Birimin fosil içeriği Liyas yaşını teyit etmektedir. Liyas kırıntılı kayaları dereceli olarak Geç Jura-Erken Kretase yaşta ve Berdiga Formasyonu olarak adlandırılan platform türü karbonatlara geçer. Göreli Otokton'un bu kesimi duraylı bir kıta kenarını temsil etmektedir. Geç Kretase-Paleosen yaştaki volkano-tortullar ise Altınoluk Formasyonu olarak adlandırılmış olup, tanımlanan platformun üzerinde gelişen volkanik yayı temsil etmektedir. Volkanik yay, ensialik bir yayın özelliklerini taşımaktadır (Şekil 2).

### Çimendağı Napı

Çimendağı Napı'nın en alt düzeyi yeşil şistlerdeki metamorfiklerden ve ayrıca Karbonifer-Permiyen yaşta sığ denizel ve karasal volkano-klastiklerden oluşur. Birimin en alt düzeyini oluşturan kaya birimleri ise, başlangıçta bir riftleşme olayı ve daha sonra kıta yamacını temsil eden Yeniköy Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Yılmaz, 1985). Bu formasyonun fosil içeriği Jura-Erken Kretase'ye işaret etmektedir. Yeniköy formasyounu, temeli oluşturan metamorfitlerin üzerine bölgesel

*uyumsuzlukla gelir (*Şekil *2). Birimin* Üst *Kretase-Paleosen yaşta olan kırıntılı kayaları ise, Törnük Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Törnük Formasyonu, bir yay* önü *topluluğunu temsil eder ve Jura-Alt Kretase yaştaki kıta yamacının birimleri* üzerinde *yerel uyumsuzlukla yer alır (Yılmaz vd., 1985).*

### *Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı*

*Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı (KAOK) Doğu Pontidlerle Doğu Torosların arasında yer almakta ve daha doğuda* çalışma *alanı dışında Küçük Kafkasya Ofiyolit Kuşağı'na eklenmektedir (Yılmaz ve Yılmaz, 2013).* Örneğin *Erzincan metavolkanitleri de Küçük Kafkasya'da olduğu gibi okyanusal kabuk* üzerinde *gelişen bir volkanik yayı temsil etmektedir (Rolland vd., 2020). Sunulan* çalışmada*, Erzincan Napı, KAOK'nın inceleme alanındaki temel bileşeni olarak olarak adlandırılmış ve Refahiye Karmaşığı, Karayaprak Karışığı ve Dumanlıdağ Metamorfikleri olarak* çeşitli *bölümlere ayırt edilmiştir (Yılmaz, 1985; Yılmaz ve* Yılmaz, 2010).

### *Erzincan Napı*

*Erzincan Napı'na dair* özellikle *ofiyolitlerin yaşı, kökeni, diğer bir ifadeyle oluştukları ortam ve ilişkileri konusunda farklı görüşler vardır. Paleotetisin güney kolu, Neotetis'in kuzey kolu ve* İç *Toros Okyanusu'nun kenet kuşaklarının ilişkileri konusunda da bir görüş birliği yoktur. Ancak Erzincan Napı'na dair ofiyolitli karışığın hamurunu oluşturan kayatürlerinin fosil içeriği, Geç Kretase-Paleosen yaşına işaret etmektedir. Dolayısıyla Erzincan Napı'nın Paleotetis, Neotetisin kuzey kolu ve* İç *Toros Okyanusu boyunca oluşan Paleozoyik ve Mezozoyik yaşlarda olan ofiyolitleri içerdiği kabul edilse de, bunların* Üst *Kretase-Paleosen yaşta yitim karmaşığına eklemlendiği ileri sürülebilir.*

*Refahiye Karmaşığı, düzenli bir diziden* çok*, birbiriyle tektonik ilişkili peridodit, gabro, dayk karmaşığı ve yastık lavlarla temsil edilen birimlerden yapılı* çeşitli *yaşlarda ofiyolitlerden oluşmaktadır. Peridodit egemen bir kayatürü olup harzburjit ve lerzolit ile temsil edilmektedir. Serpantinleşme pek yaygın değildir. Gabro küçük* yüzeylemeler *halindedir. Mikrogabro ve diyabaz dayları ise serpantinleşmiş peridoditleri kesmektedir. Refahiye Karmaşığı'nın ultramafik ve lökokratik düzeylerinin ada yayının erken bir evresinde geliştiği (Rice vd., 2009) ya da Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolonda gelişen yay konumunu yansıttığı da ileri sürülmektedir (Sarıfakıoğlu vd., 2009). Ayrıca inceleme alanında Jura-erken Kretase evresinde oluşan okyanus ortası sırtın varlığı bilinmektedir (Buket, 1982; Buket ve Ataman, 1982).*

*Karayaprak Karışığı, yastık yapılı volkanitler, tüf, aglomera, killi kireçteşı, grovak ve olistostromlerle temsil edilen bir yapıda olup volkano-klastiklerden yapılı hamurunda Jura-erken Kretase yaşta* çeşitli *bloklar içermektedir. Birimin hamurunda tanımlanan fosil içeriğine* göre *karışığın yaşı geç Kretase-Paleosen olmalıdır.*

*Dumanlıdağ Metamorfitleri, başlıca metabazik kayalar ve yer yer kristalize kireçtaşı, metatürbidit ve seyrek olarak metaçört ile temsil edilmektedir. Alt düzeylerde metabazik kayalar,* üst *düzeylerde mermer arakatkıları ve kalkşist egemen daha egemen durumdadır. Bu birim, bögesel düzeyde yeşilşist fasiyesinde olup, kayatürü* özellikleri *ve türleri açısından Tokat grubu ya da Agvanis Masifi'ne benzerlik göstermektedir. Göçmengil vd. (2013) ve Topuz vd. (2013) inceleme alanında erken-orta Jura yaşta yeşilşist ve amfibolit fasiyesinde metamorfitleri tanımlamış olup bu birimlerin Ada Yayı Bazaltları (IAB) ya da Zenginleşmiş-Okyanus Ortası Sırtı (E-MORB) ortamında oluşmuş bir yığışım karmaşığına karşılık gelebileceğine işaret etmektedir.*

### Doğu Toroslar

Doğu Toroslar inceleme alanının güneyinde yer almaktadır. Munzurdağı Kireçtaşı Birliği ise Doğu Toroslar'ın en kuzeyinde ve kuzeydeki Erzincan Napının da altında bir nap olarak bulunmaktadır (Bedi ve Yusufoğlu, 2022). Doğu Toroslar, pasif kıta gelişimini ve özellikle Triyas'da rifleşmeyi yansıtan bir platformun özelliklerini taşımaktadır. Daha geniş anlamıyla, Doğu Torosların Triyas-Kretase denizel çökelleri ve ıraksak derin deniz yamacı birimlerinin de geliştiği bir kuşak olarak tanımlanabileceği ileri sürülmektedir (Robetson vd., 2021).

### Munzurdağı Kireçtaşı Birliği

İnceleme alanının güneyinde yer almakta ve Doğu Toros Kuşağı'nın en kuzeydeki kesimini temsil etmektedir. Munzurdağı Kireçtaşı Birliği, Erzincan Napı'na göre göreli otokton olarak kabul edilmekle birlikte (Özgül, 1981; Yılmaz vd., 1993) günümüzde bir nap olarak tanımlanabileceği (Bedi ve Yusufoğlu, 2022) kabul edilmektedir. Triyas-Senomaniyen yaşta olan alt düzey, genellikle platform türü karbonatlardan oluşmaktadır. Bu alt düzeyin üzerinde Türoniyen-Kampaniyen yaşta olan ağırlıklı olarak pelajik mikritlerden oluşan bir düzey yer alır. Munzurdağı Kireçtaşı Birliğinin toplam kalınlığı yaklaşık olarak 1200 m dolayındadır (Şekil 2).

### Bölgenin Tektonik Yapıları

İnceleme alanında farklı yaşlarda olan tektonik evreler kolaylıkla birbirinden ayrılabilmektedir. Tanımlanan ilk evreyi yansıtan Eosen öncesi oluşan bindirme yapıları tektonik birliklerin arasında yer almaktadır. İkinci evre ise Eosen sonu ve Oligo-Miyosen sırasında oluşan kıvrımlar ve bindirmelerle temsil edilmektedir. Bu ikinci dönem yoğun bir deformasyon evresine karşılık gelmektedir. Son evrede ise sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) bileşenleri oluşmuştur.

Eosen öncesi yapılar gözetildiğinde, Kelkit Göreli Otoktonu ile Çimendağı Napı'nın, Erzincan Napı'nın kuzeyinde, Munzurdağı Kireçtaşı Birliği ise Erzincan Napı'nın güneyinde yer aldığı görülmektedir (Şekil 3).

Eosen yaşta olan kaya türleri, tektonik birimlerin üzerine açısal uyumsuzlukla gelmekte ve gereçleri genellikle ofiyolitlerden türemiş yerel olistostromları kapsamaktadır. Eosen sonu ve sonrasında oluşan yoğun kıvrımlı yapı ve kimi kuzeye kimi güneye dalimli bindirmeler bu evrede oluşmuştur. İnceleme alanı, bu yoğun deformasyon evresi sonunda ve Geç Miyosen öncesinde tümüyle kara haline gelmiştir.

KAF ise Pliyosen'de oluşmaya başlamış ve yaklaşık olarak çalışma alanının orta kesiminden geçmektedir. KAF sağ yönlü doğrultu atımlı bir niteliğe sahiptir. KAF'ın oluşumu sırasında oluşan Pliyosen-Kuvaterner birimleri yataya yakın konumdadır. Buna göre Pliyosen öncesi oluşan yoğun sıkışma rejiminin, Pliyosen'den itibaren doğrultu atımın egemen olduğu çek-ayır türü bir rejime evrildiği belirtilebilir.

### Bölgenin Yapısal Evrimi

Bölgenin yapısal evrimine ilişkin bir model oluşturmak için yöreye özgü yapısal birimlerin örtü kayalarının güvenilir verilerle tanımlamak gerekmektedir. Örneğin böylesi bir modelde ofiyolitlerin ve ofiyolitli karışığın kökeni ve ilişkileri anahtar rol oynamaktadır. Dolayısıyla Erzin Napı'nın ayrıntılı tanımlanması gerekmektedir.

Mevcut sorunlar da, daha çok ofiyolitlerin yaşı, kökeni ve oluşan ofiyolitli karışığın (melanjın) doğası ile ilgilidir. Örneğin Karakaya, İç Toros ve Erzincan kenet kuşaklarının varlığını bu bölgede tanımlayan çalışmaların (Koçyiğit, 1990) yanısıra,

*yöredeki ultbazik kayaları bir kenar denizi ürünü (Bektaş, 1981) ya da metamorfizmaya uğramış alt kıtasal litosferik manto olarak yorumlayan çalışmalar (Eyüboğlu vd., 2010) da vardır.*

*Ancak, yapısal evrim modeline dair bir yaklaşımda bulunmak için, öncelikle bölgenin yapısal birimlerin konumunun ve ilişkilerinin yanı sıra yapısal birimlerin üzerine açılı uymsuzlula gelen örtü birimlerinin doğasını güvenilir verilerle tanımlanmak gerekmektedir.*

*Örneğin, Paleozoyik yaşta olan ofiyolitlerle (Tatar, 1978; Koçyiğit, 1990) Jura-Kretase sırasında oluşan okyanus ortası sırta dair ofiyolitlerin (Buket, 1982; Yılmaz, 1981b) ilişkileri ve Jura-Kretase sırasında oluşan Supra-Yitim Zonu (SSZ) türü ensimatik yaylar (Beyazpirinç vd., 2019; Altıntaş vd., 2012) arasındaki ilişkiler bilinmemektedir. Yukarıda sunulan değerlendirmelere göre, inceleme alanı için Jura öncesi döneme dair kapsamlı bir model oluşturmak mümkün değildir. Dolayısıyla, sadece bölgenin Jura-Kuvaterner aralığındaki yapısal evriminin değerlendirilmesi tercih edilmiştir (Şekil 7).*

***Jura-Erken Kretase** sırasında oluşan Kelkit Göreli Otoktonu ve Çimendağı Napı Doğu Pontidlerin güney kenarında önce riftleşmeye, daha sonra platform türü kıta kenarlarının oluşumuna işaret etmektedir. Aynı dönemde Doğu Toroslarda Munzurdağı Kireçtaşı Birliği de pasif kıta kenarının özelliklerini taşımaktadır. Ofiyolitli kuşak boyunca ise erken Jura ensimatik yayı (Altıntaş vd., 2012) da bu dönemde oluşmuştur. Ayrıca Refahiye yöresinde tanımlanan erken-orta Jura yaşta yığışım karmaşığının IAB ve E-MORB ortamında oluştuğuna dair yaklaşımlar (Topuz vd, 2013) gözardı edilmemelidir. Dolayısıyla, bu evrede Doğu Pontidlerde ve Doğu Toroslarda pasif kıta kenarları, arada yer alan okyanusal ortamda ise kuzeyde okyanus ortası sırt, güneyde ise ensimatik yay ile temsil edilen daha kapsamlı bir model oluşturmak mümkündür (Şekil 7A).*

***Geç Kretase-Paleosen** evresinde ise gerilme rejimi genel olarak sıkışma rejimine dönüşmüştür. Bu dönemde kuzeyde Doğu Pontidler'de ensialik yay-yayönü, ofiyolitli kuşakta ensimatik yay ve bunlarla birlikte yitim karmaşığı (Yılmaz ve Yılmaz, 2013; Beyazpirinç vd., 2019), güneyde ise önce derinleşen, daha sonra giderek sığlaşan ortam koşullarını yansıtan bir ortamın ürünü olan Doğu Toroslara dair yapısal birimler oluşmuştur. Dolayısıyla bu dönem için kuzeye dalımlı kuzeyde ensialik, güneyde enssmatik iki ayrı yayın ve yitim zonunun varlığını kabul etmek kaçınılmaz görülmektedir. Şekil 7B'de geç Kretase-Paleosen için önerilen model sunulmuştur.*

*Eosen yaşta olan brimler ise çoktür bir çakıltaşı ile tüm yapısal birimlerin üzerinde açılı uyumsuzlukla yer almaktadır. Eosen ve Oligo-Miyosen yaşta olan birimler yoğun bir deformasyon geçirerek, inceleme alanı tümüyle önce sığ denizel, daha sonra karasal bir ortama dönüşmüştür. Doğu Pontidlerin Eosen yaşta olan kaya birimlerinde yapılan jeokimyasal çalışmalar da (Topuz vd., 2011) bu volkanizmanın çarpışma sonrası bir evreye işaret ettiğini göstermektedir. Dolayısıyla inceleme alanında Doğu Pontidlerle Doğu Torosların Eosen öncesinde çarpışma evresini geçirdiği ileri sürülebilir (Şekil 7C).*

***Pliyosen-Kuvaterner** sırasında akarsu ve gölsel ortamı yansıtan kayalar daha eski tüm birimlerin üzerinde açılı uyumsuzlukla yer almaktadır. Bu kayalar ayrıca teras ve ince taneli ova çökelleriyle temsil edilmekte ve katmanlar yataya yakın konumdadır (Koçyiğit, 1996). Bu uymsuzluk ve Pliyosen öncesi yoğun deformasyon ilişkileri gözetildiğinde, Kuzey Anadolu Fayı'nın da Pliyosenden itibaren oluştuğu ve çek-ayır havzalarının açılımına yol açtığı kabul edilebilir. Yapılan son değerlendirmeye göre ise KAF'ın sağ yönlü en azından 25 km'lik bir atıma sahip*

olduğu, yıllık kayma hızının ise 4,7cm/yıl olduğu kabul edilebilir gözükmektedir (Şekil 7D).

### Tartışma

Çalışma alanının temel sorunları üç konuda yoğunlaşmaktadır: Birincisi KAOK boyunca yer alan ofiyolitlerin ve ofiyolitli karışığın kökeni ve yaşı, ikincisi Doğu Pontidlerle Doğu Toridlerin çarpışma yaşı, üçüncüsü KAF'nın yaşı, atımı ve yıllık hızı.

İlk sorun için, Erzincan Napı'nın ayrıntılı olarak tanımlanması gerekmektedir. Yukarıda konuya dair önemli ayrıntılar sunulmuştur. Örneğin, farklı yaşta olan ofiyolitlerin varlığı (Tatar, 1978; Yılmaz, 1985; Koçyiğit, 1990) bilinmektedir. Ancak farklı yaşlarda olan okyanuslar arasındaki ilişkiler tanımlanamamaktadır.

Ayrıca, ofiyolitlerin kökeni ve oluşumuna yol açan süreçlerin niteliği konusunda da bazı farklılıklar görülmektedir. Örneğin, kuzeye dalımlı yitim zonlarının Jura'da (Göçmengil vd., 2013; Topuz vd., 2013), Jura-Kretase'de (Robertson vd., 2013; Parlak vd., 2013), Kretase'de (Sarıfakıoğlu vd., 2009), geç Kretase'de (Tüysüz vd., 1995; Erdoğan vd., 1996; Yılmaz ve Yılmaz, 2013) etkin olduğuna dair yaklaşımlar vardır. Yani KAOK boyunca ofiyolitlerin gelişimi ve yerleşimi konusunda da bazı farklı veriler paylaşılmıştır. Ancak, İnceleme alanında yapılan çalışmada elde edilen paleontolojik verilere göre ofiyolitli karışığın Geç Kretase-Paleosen yaşta olduğu belirlenmiştir. Buna göre Yitim zonlarının da bu evrede etkin olduğu kabul edilebilir.

İkinci sorunla ilgili Doğu Pontidlerle Doğu Toroslar'ın çarpışma yaşı konusunda da farklı görüşler vardır. Örneğin, Şengör vd. (2008) geç Miyosen'de, Robertson vd. (2021) orta-geç Eosen'de kıtasal blokların çarpıştığını ve kenet kuşaklarının geliştiğini ileri sürmektedir. Oysa inceleme alanında Eosen volkanitlerinin çarpışma sonrası bir magmatizmayı temsil ettiği (Topuz vd., 2013) ve Orta Eosen yaşta olan kırıntılı kayaların bölgesel düzeyde daha eski tüm tektono-stratigrafik birimlerin üzerine açılı uyumsuzlukla geldiği açıkça görülmektedir. Buna göre, inceleme alanında kıtasal blokların Orta Eosen öncesi çarpıştığı kabul edilebilir.

Son sorunla ilgili olarak KAF'nın hem inceleme alanında, hem de KAF boyunca fayın yaşı, atımı ve yıllık hızı konusunda da farklı değerlendirmeler mevcuttur.

Genel olarak KAF'ın yaşı tartışmalıdır. Örneğin, Şengör vd. (2008) geç Miyosen, Barka (1992) Miyosen sonrası, Koçyiğit (1989) ve Bozkurt (2001) ise Pliyosen yaşını öngörmektedir. İncleleme alanında Pliyosen yaşta olan birimlerin uyumsuzlukla diğer birimlerin üzerinde yer alması ve deformasyona uğramamış olması nedeniyle KAF için Pliyosen yaşı tercih edilebilir.

KAF'ın atımı için Bergougnan (1975) 100-120 km, Tatar 50-60 km, Seymen (1975) 85 km öngörmektedir. İnceleme alanında yapılan çalışmalarda da farklı yaklaşımlar vardır. Örneğin, KAF'ın atmının, Yılmaz vd. (1997a ve 1997b) 50 km, Koçyiğit (1989) 35 km, Yılmaz ve Yılmaz (2010) ise 25 km olabileceğini ileri sürmektedir.

Yapılan değerlendirmeye göre, KAF'ın Pliyosen yaşta olduğu, en azından 25 km atıma sahip olduğu ve buna göre 4,7 cm/yıl yıllık kayma hızına sahip olduğu kabul edilmektedir.

### Sonuç

İnceleme alanına özgü verilerle Jura öncesi döneme dair yapısal bir model oluşturulamamaktadır. Jura-erken Kretase döneminde genel olarak okyanusal açılma ile ensimatik bir yayın birlikte var olduğu, Geç Kretase-Paleosende ise kuzeye dalımlı ensialik ve ansimatik yayların birlikte

*geliştiği ve kapanmakta olan bir okyanusun varlığı inceleme alanındaki verilerle belgelenmiştir. Eosen öncesinde okyanusal havzanın tümüyle kapandığı ve çarpışmanın gerçekleştiği vurgulanmıştır. Ayrıca, KAF'ın ise Pliyosen'den itibaren oluştuğu, sağ yönlü ve doğrultu atımlı KAF'ın en azından 25 km atıma ve 4,7 cm/yıl yıllık kayma hızına sahip olduğu sonucuna varılmıştır (Şekil 7A-D).*

## ACKNOWLEDGEMENTS

This paper originated from a presentation delivered at a special session held in honour of Prof. Dr. Aral I. Okay during the 76th Annual Meeting of the Geological Congress of Turkey in 2024. The initial draft of the manuscript was reviewed by Prof. Dr. Nilgün Okay, whose detailed review significantly enhanced the quality of the manuscript. We have benefitted from the constructive comments of two anonymous reviewers.

## ORCID

*Ali Yilmaz* https://orcid.org/0000-0002-7349-4684

*Hüseyin Yilmaz* https://orcid.org/0000-0002-3113-6360

*Aral Okay* https://orcid.org/0000-0003-2398-5386

*Tayfun Bilgiç* https://orcid.org/0009-0000-4563-8049

## REFERENCES

Akdeniz, N. (1984). *Demirözü (Bayburt) Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri* (Derleme no 7694). Maden Tetkik ve Arama, Ankara, 35 s (yayımlanmamış).

Altıntaş, I. E., Topuz, G., Çelik, Ö.F., Roland, Y., Göçmengil, G. & Özkan, M. (2012). An example for early Jurassic SSZ type ophiolite from Turkey. Refahiye (Erzincan) ophiolite. *65th Geological Congress of Turkey, Abstracts Book* (p. 348-349), UCTEA the Chamber of Geological Engineers, Ankara.

Barka, A. A. & Hancock, P. L. (1984). Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian fault zone. *Geological Society, London, Special Publications, 17*, 763-774.

Barka, A. A. (1992). The North Anatolian Fault. *Anneles Tectonicea, 6*, 164-195.

Baş, H. (1979). *Petrologische und Geochemische Untersuchungin an Subrezenten Vulkaniten der Nordanatolischen Storungszone (Abschnitt: Erzincan-Niksar), Türkei* [Doktora tezi]. Hamburg, Üniversitesi, 116 s.

Bedi, Y. & Yusufoğlu, H. (2022). *1: 100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, (Turkish geological map series) Malatya-L39 Paftası, No: 282* (in Turkish). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara, 97 p.

Bektaş, O. (1981). *Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Erzincan Tanyeri Bucağı yöresindeki jeolojik özellikleri ve yerel ofiyolit sorunları* [Doktora tezi]. Karadeniz Teknik Üniversitesi, Yer Bilimleri Fakültesi Trabzon, 193 s.

Bergougnan, H. (1975). Presence de trois unitees charriees a la bordure sud des Pontides dans le Haut-Kelkit. Ages et mises en place. *C.R. Acad. Sc. 280, ser. D*, 2199-2201

Bergougnan, H. (1976). Structure de la Chaine pontiquc dans le Haut-Kelkit (Nord-East de FAnatolie). *Bull. Soc. geol. France, (7), t XVIII, n3*, 675-686.

Beyazpirinç, M., Akçay, A. E., Yılmaz, A. & Sönmez, M. K. (2019). A Late Cretaceous ensimatic arc developed during closure of the northern branch of Neo-Tethys (Central- Northern Turkey). *Geoscience Frontiers, 10*, 1015-1028. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.05.013

Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey- a synthesis. *Geodinamica Acta, 14*(1-3), 3-30. https://doi.org/10.1016/S0985-3111(01)01066-X

Buket, E. (1982). Erzincan-Refahiye ultramafik ve mafik kayalarının petrokimyasal karakterleri ve diğer oluşumlarla deneştirilmesi. *Yerbilimleri, 9*, 43-56.

Buket, E. ve Ataman, G. (1982). Erzincan-Refahiye ultramafit ve mafik kayaçlarmın petrografik ve petrolojik özellikleri. *Yerbilimleri, 9*, 5-18.

Erdoğan, B., Akay, E. & Uğur, M.S. (1996). Geology of the Yozgat region and evolution of the collisional Çankırı basin. *International Geology Review, 38*, 788-806.

Eyüboğlu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektaş, O., Rojay, B. & Şen, C. (2010). Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic-mafic complex in the eastern Pontides, NETurkey. *Gondwana Research, 18*(1), 230-252. https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.008

Göçmengil G, Altıntaş İE, Topuz G, Çelik Ö.F. & Özkan M. (2013). Diverse tectonic settings of formation of the metaigneous rocks in the Jurassic metamorphic accretionary complexes (Refahiye, NE Turkey) and their geodynamic implications. *Geodinamica Acta, 26*, 294-310. https://doi.org/10.1080/09853111.2013.858946

Gökten, E. & Floyd, P.A. (2007). Stratigraphy and geochemistry of pillow basalts within the ophiolitic mélange of the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone: implications for the geotectonic character of the northern branch of Neotethys. *International Journal of Earth Sciences (GR Geologische Rundschau), 96*, 725-741. https://doi.org/10.1007/s00531-006-0132-4

Ketin, İ. (1948). Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geologische Rundschau, 36*, 77-83. https://doi.org/10.1007/BF01791916

Koçyiğit A. (1989). Suşehri basin: an active fault-wedge basin on the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics, 167*(1) 13–29. https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90291-6

Koçyiğit, A. (1990). Üç Kent Kuşağı'nın Erzincan batısındaki (KD Türkiye) yapısal ilişkileri: Karakaya, İç Toros ve Erzincan Kenetleri. In *8th Petrol Congress of Turkey, Proceedings* (p. 152-160), Ankara.

Koçyiğit, A. (1996). Superimposed Basins and their relations on the recent strike-slip fault zone. A case study of the Refahiye superimposed Basin adjacent to the North Anatolian Transform Fault, Northeastem Turkey. *International Geology Review, 38*, 701–713.

Mc Kenzie D. P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, Soc. 30*, 109–85. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x

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 implications for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics, 451*, 7-39. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.044

Okay, A. (1983). The geology of the Agvanis Metamorphic Rocks and neighbouring formations. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration (MTA Dergisi)*, 99-100, 51-71.

Okay, A. İ. (1989). Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In A.M.C. Şengör (Ed.), *Tectonic Evolution of the Tethyan Region* (p. 109-115), Kluwer, Dordrecht.

Okay, A. I. (1996). Granulite facies gneisses from the Pulur region, eastern Pontides. *Turkish Journal of Earth Science, 5*, 55-61.

Okay, A. I. (2008). Geology of Turkey: A synopsis. *Anschnitt, 21*, 19-42.

Okay, A. I. & Şahintürk, Ö. (1997). Geology of the eastern Pontides. In A. G. Robinson (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir, 6*8, 291-311.

Okay, A. I. & Nikishin, A. M. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Review, 57*(5-8), 1051-1076. https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609

Okay, A. I. & Topuz, G. (2017). Variscan orogeny in the Black Sea region. *International Journal of Earth Sciences, 106*, 569-592. https://doi.org/10.1007/s00531-016-1395-z

Özcan, A., Erkan, A., Keskin, E., Oral, A., Keskin, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O. (1980). *Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir Masifi arasının temel jeolojisi* (Rapor no: 6722). Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, (Unpublished), 139 s. Ankara.

Özgül, N. (1981). *Munzur dağlarının jeolojisi* (Derleme Rapor no: 6995). Maden Tetkik ve Arama, (Unpublished) Ankara, 136 s.

Özgül, N. & Turşucu, A. (1984). Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzur mountains (eastern Turkey). In Tekeli, O. & Göncüoğlu, M. C. (Eds.), *Geology of the Taurus Belt*. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, 173-181.

Parlak, O., Çolakoğlu, A., Dönmez, C., Sayek, H., Yıldırım, N., Turkel, A. & Odabaşı, I. (2013). Geochemistry and tectonic significance of ophiolites along the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone in northeastern Anatolia. *Geological Society London Special Publications 372*(1), 75-105. https://doi.org/10.1144/SP372.7

Pelin, S. (1977). *Alucra (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelemesi*: Karadeniz Teknik Universitesi, yayın no 87, Trabzon, 1035.

Rice, S.P., Robertson, A.H.F. & Ustaömer, T. (2006). Late Cretaceous-Early Cenozoic tectonic evolution of the Eurasian active margin in the Central and Eastern Pontides, northern Turkey. In Robertson A. H. F. & Mountrakis D. (Eds) *Tectonic Development of the Eastern Mediterranian Region. Geol Society London, Special Publications, 260*, 413-445. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.260.01.17

Rice, S. P., Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Inan, N. & Taslı, K. (2009). Late Cretaceous-Early Eocene tectonic development of the Tethyan suture zone in the Erzincan area, eastern Pontides, Turkey. *Geological Magazine, 146*(4), 567-590. https://doi.org/10.1017/S0016756809006360

Robertson, A., Parlak, O., Ustaömer, T., Taslı, K., Inan, N., Dumitrica, P. & Karaoğlan, F. (2013). Subduction, ophiolite genesis and collision history of Tethys adjacent to the Eurasian continental margin: new evidence from the Eastern Pontides, Turkey. *Geodinamica Acta, 26*(3-4), 230-293. https://doi.org/10.1080/09853111.2013.877240

Robertson, A. H. F., Parlak, O., Ustaömer, T., Taşlı, K. & Dumitrica, P. (2021). Late Palaeozoic-Neogene sedimentary and tectonic development of the Tauride continent and adjacent Tethyan ocean basins in eastern Turkey: New data and integrated interpretation. *Journal of Asian Earth Sciences, 220*, Article 104859. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104859

Rolland, Y., Hässig, M., Bosch, D., Bruguier, O., Melis, R., Galoyan, G., Topuz, G., Sahakyan, L., Avagyan, A. & Sosson, M. (2020). The East Anatolia-Lesser Caucasus ophiolite: An exceptional case of large-scale obduction, synthesis of data and numerical modelling, *Geoscience Frontiers, 2020, 11*(1), 83-108. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.009

Sarıfakioğlu, E., Özen, H & Winchester, J. A. (2009). Petrogenesis of the Refahiye ophiolite and its tectonic significance for Neotethyan ophiolites along the İzmir-Ankara-Erzican Suture Zone. *Turkish Journal of Earth Science, 18*, 187-207.

Seymen, I. (1975). *Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği (Tectonic characteristics of the North Anatolian Fault Zone in Kelkit Valley segment)*. İstanbul Teknik Üniversites, Maden Fakültesi Yayını, 198 pp.

Şengör, A. M. C., Özeren, M. S., Keskin M., Sakınç, M, Özbakır, A.D. & Kayan, İ. (2008). Eastern Turkish high plateau as a small Turkictype orogen: implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. *Earth-Science Reviews, 90*(1-2) 1-48. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.05.002

Şengör, A. M. C., Altıner, D., Zapçı, C., Sunal, G., Lom, N., Aylan, E. & Öner, T. (2023). On the nature of the Cimmerian Continent. Earth-Science Reviews, 247, Article 104520. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104520

Tatar, Y. (1978). Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan – Refahiye arasındaki bölümü üzerinde tektonik incelemeler. *Yerbilimleri, 4*, 201-236.

Tatar, O., Temiz, H., Tutkun, S.Z., Park, R.G. & Stimpson, I. G. (1993). Formation, and Sedimentation of the 13 March 1992 Erzincan earthquake, Eastern Turkey. *Geological Journal, 28*, 327–333.

Toksöz, M. N., Shakal, A. F. & Michael, A. J. (1979). Space-Time Migration of Earthquakes Along the North Anatolian Fault Zone and Seismic Gaps. Pure and Applied Geophysics. 117, 1258-1270. https://doi.org/10.1007/BF00876218

Topuz, G., Okay, A. I., Altherr R., Schwartz, W. H., Siebel, W., Zark, T., Satır, M. & Şen, C. (2011). Post-collisional adakitelike magmatism in the Agvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos, 125*(1-2), 131-150. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.02.003

Topuz, G., Göçmengil, G., Rolland, Y., Çelik, Ö.F., Zack, T. & Schmitt, A. K. (2013). Jurassic accretionary complex and ophiolite from Northeast Turkey: no evidence for the Cimmerian continental ribbon. *Geology, 45*, 255–258. https://doi.org/10.1130/G33577.1

Tüysüz, O., Dellaloğlu, A. A. & Terzioğlu, N. (1995). A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of northern Turkey.*Tectonophysics 243*, 173-191.

Van Hinsbergen, D. J. J., Maffione, M., Plunder, A., Nuretdin Kaymakcı, N. … & Visser, R. l. M. (2016). Tectonic evolution and paleogeography of the Kirşehir Block and the Central Anatolian Ophiolites, Turkey. *Tectonics, American Geophysical Union (AGU), 35*(4), 983-1014. https://doi.org/10.1002/2015tc004018

Yılmaz, A. (1981a). Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın içyapısı ve yerleşme yaşı. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24*(1), 31-38. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/a8d616d51ce9709_ek.pdf

Yılmaz, A. (1981b). Tokat ile Sivas arasındaki bölgede bazı volkanitlerin petro-kimyasal özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24*(2), 51-58 (131-138). https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/267584f95af0a26_ek.pdf

Yılmaz, A. (1983). Tokat (Dumanlıdağı) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 99-100*, 1-18.

Yılmaz, A. (1985). Basic geological characteristics and structural evolution of the region between the Kelkit Creek and Munzur Mountains. *Bulletin of the Geological Society of Turkey, 28*(2), 79-92. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/9490244a7cabc1f_ek.pdf

Yılmaz, A., Okay, A.I. ve Bilgiç, T. (1985). *Yukarı Kelkit Çayı yöresi ve güneyinin temel jeoloji özellikleri* (Rapor no.: 7777). MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, 207 s.

Yılmaz, A., Bedi, Y., Uysal Ş., Yusufoğlu H. & Aydın Ş. N. (1993). Geological structure of the area between Uzunyayla and Berit dagh along Eastern Taurides. *Bulletin of Turkish Petroleum Geologists Association, (in Turkish with English Abstract), 5*(1), 69- 87.

Yılmaz, A. & Yılmaz, H. (2004). Geology and Structural Evolution of the Tokat Masif (Eastern Pontides, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences, 13*(1), 231-246.

Yılmaz, A. & Yılmaz, H. (2006). Characteristic features and structural evolution of a post-collisional basin: the Sivas basin, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences, 27*(2), 164-176. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.02.006

Yılmaz, A. & Yılmaz, H. (2010). Offset of the North Anatolian Fault between Suşehri and Gölova (Agvanis) segment. *Cumhuriyet Earth Sciences Journal, 27*(2), 89-96.

Yılmaz, A. & Yılmaz, H. (2013). Ophiolites and ophiolitic melanges of turkey, a review. *Geological Bulletin of Turkey, 56*(2), 61-114. https://dergipark.org.tr/en/pub/tjb/issue/28126/304083

Yılmaz, Y. (1974). Geology of the Gümüşhane granite (petrography). *Rev. Fac. Sci. d'Univ. İstanbul, B 39*, 157-172.

Yılmaz, Y., Serdar, H. S., Yiğitbaş, E., Genç, C., Gürer, Ö. F., Elmas, A., Yıldırım, M., Bozcu, M. & Gürpınar, O. (1997a). The geology and tectonic

evolution of the Tokat Masif, southcentral Pontides, Turkey. *International Geology Review, 39*(4), 365-382. https://doi.org/10.1080/00206819709465278

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C. & Şengör, A. M. C. (1997b). Geology and tectonic evolution of the Pontides. In A.G. Robinson (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir, 68*, 183-226.

Yılmaz, Y. & Yiğitbaş, E. (2024) Tectonic development of the Ankara-Erzincan suture and the Eastern Pontide mountains, Northeast Anatolia, Turkey. *International Geology Review, 66*(6), 1216-1239. https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2231521

**Türkiye Jeoloji Bülteni**
*Geological Bulletin of Turkey*
*68 (2025) 205–224*
*doi: 10.25288/tjb.1646179*

# Gürlevik Tufa Waterfall: Facies Characteristics, Depositional Systems and Geoheritage Potential (Erzincan, East Anatolia)

*Gürlevik Tufa Şelalesi: Fasiyes Özellikleri, Depolanma Sistemleri ve Jeomiras Potansiyeli (Erzincan, Doğu Anadolu)*

**Yakup Çelik[1], Ezher Tagliasacchi[2*]**

[1] *Istanbul University-Cerrahpasa, Faculty of Engineering, Department of Geological Engineering, İstanbul, Türkiye*
[2] *Pamukkale University, Faculty of Engineering, Department of Geological Engineering, Denizli, Türkiye*

• Geliş/Received: 25.02.2025 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 11.03.2025 • Kabul/Accepted: 12.03.2025
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 16.04.2025 • Baskı/Printed: 30.04.2025
*Araştırma Makalesi/Research Article* *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Abstract:** Gürlevik tufa, located in the southeast of the Erzincan (East Anatolia) pull-apart basin, represents a typical cascade/waterfall deposit developed in a fluvial environment. Calcareous tufa formed at three different levels. However, the facies properties and depositional system of the Gürlevik tufa formation remain unknown. This study aims to investigate the evolution of the tufa deposits and to clarify their facies changes in this tectonically active basin. For this purpose, seven measured sedimentary logs were obtained from field studies, and the lithofacies were described and interpreted based on their morphological properties, microscopic and biological contents. According to facies analysis, six lithofacies were identified and two depositional systems (perched springline/cascade and barrage-dammed) were determined. The monumental cascade/waterfall tufa accumulation is a consequence active tectonic and climatic factors in the region. Gürlevik tufa deposits are located in a protected natural site. This preliminary study draws attention to the geological importance of these sedimentary rocks, which record climate changes with high precision, as well as their geological heritage potential, that should be preserved and transferred to future generations.

**Keywords**: Depositional system, East Anatolia, Erzincan, Gürlevik fluvial tufa, lithofacies.

***Öz:*** *Erzincan (Doğu Anadolu) çek-ayır havzasının güneydoğusunda yer alan Gürlevik tufaları, akarsu ortamında gelişmiş karakteristik bir şelale tipi depolanma ürünüdür. Tufalar, üç farklı seviyede basamaklar şeklinde oluşmuştur. Ancak, Gürlevik tufa çökellerinin fasiyes özellikleri ve depolanma sistemi tam olarak bilinememektedir. Bu çalışma, tektonik olarak aktif olan bu havzada tufa çökellerinin gelişimini araştırmayı ve fasiyes değişimlerini aydınlatmayı amaçlamaktadır. Bu amaçla, arazi çalışmaları kapsamında yedi adet ölçülü stratigrafik kesit alınmış ve bu ölçülü stratigrafik kesitlerden litofasiyesler morfolojik özellikleri, mikroskobik ve biyolojik içerikleri temel alınarak tanımlanmış ve yorumlanmıştır. Fasiyes analizlerine göre, altı litofasiyes tanımlanmış ve iki çökelme sistemi (tünek tipi/şelale ve baraj-set) belirlenmiştir. Anıtsal bir görünüm sunan bu şelale tufa birikimi, bölgedeki aktif tektonizma (diri faylar) ve iklimsel faktörlerin bir sonucudur. Gürlevik tufaları, doğal sit alanı olup koruma altına alınmıştır. Gerçekleştirilen bu ön çalışma iklim değişikliklerini yüksek hassasiyette kayıt altına alan bu sedimanter kayaçların jeolojik öneminin yanı sıra korunarak gelecek kuşaklara aktarılması hususundaki jeolojik miras potansiyeline de dikkat çekmektedir.*

***Anahtar Kelimeler:*** *Depolanma sistemi, Doğu Anadolu, Erzincan, Gürlevik akarsu tufaları, litofasiyes.*

[*] Yazışma / *Correspondence:* egulbas@pau.edu.tr

*© 2025 JMO Her hakkı saklıdır/All rights reserved*

## Introduction

Calcareous tufa, or tufa, are terrestrial carbonate deposits deposited by calcium bicarbonate-rich, ambient temperature waters with low depositional rates, soft, porous calcareous rock and abundant mosses forming in springs, waterfalls and lakes in limestone areas (Pentecost, 1981; Ford and Pedley, 1996; Capezzuoli et al., 2014). The development of tufa is strongly related to the location of deposition, underlying topography, abundance of flora, colonisation by blue-green algae (cyanobacteria) and water flow regime (Villes and Gaudie, 1990). These rocks are sensitive to climatic changes and commonly form in semi-arid to temperate climate conditions from saturated waters because of degassing carbon dioxide (Pentecost, 1981) and microbial activity (Arenas-Abad et al., 2010; Capezzuoli et al., 2014). Many calcareous tufa deposits are found in karstic topography (Ford and Pedley, 1996; Özkul et al., 2010).

The present study focuses on tufa formation in a cascade at the southeast margin of the pull-apart Erzincan Basin, in eastern Anatolia. This tectonically active area is home to a monumentally impressive tufa waterfall/cascade formation. Furthermore, this tufa formation, known as Gürlevik or Çağlayan ("waterfall" in Turkish) tufa, is well-exposed and exhibits both vertical and lateral facies distribution. Gürlevik Waterfall is an important geosite due to being one of the tallest waterfalls in Türkiye and the presence of significant tufa terraces. Moreover, active tufa occurrences continue to exhibit ongoing growth (aggradation and progradation) in the investigated area. Gürlevik tufa has unfortunately not received much attention to date, except for a few studies published in recent years (Uysal, 2024; Uysal and Sunkar, 2024). Uysal and Sunkar (2024) mentioned Gürlevik waterfall and its value in detail although they identified these terrestrial carbonate deposits as "travertine" instead of "tufa". We present preliminary data and observations about Gürlevik fluvial tufa cascades in terms of their facies properties and distribution. This present work also aimed to clarify the debate about the terminological definition of terrestrial carbonate sediments, which has caused confusion. Moreover, we propose initiatives for Gürlevik calcareous tufa cascades and other key point natural resources in this region aimed at guiding further research about the geoheritage potential and geotourism in this region.

## GEOLOGICAL SETTING

The Erzincan Basin is the largest sedimentary basin and is a strike-slip basin which formed along the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) (Aktimur et al., 1995; Aydın et al., 2019; Figure 1a). The Erzincan Basin (N 39°36' 20"; E39°41'45"), in which the study area is located, developed near the boundary of the suture between the Pontides and Anatolides (Okay and Tüysüz, 1999). It is a region with active tectonic activity from past to present due to the influence of two important fault systems, the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) and the East Anatolian Fault Zone (EAF), and therefore has geologically complex features (Bozkurt, 2001; Akpınar et al., 2016) (Figure 1b). Tectonic models proposed to explain the basin range from simple rhomboidal pull-apart to complex multi-phase evolution. The elevation of basin is 1218 m and length of basin is up to 40 km.

The Erzincan basin has different lithologic and stratigraphic characteristics. The basement of the study area consists of Palaeozoic rocks, which are overlain by the relatively thick Triassic-Cretaceous Munzur limestone composed of neritic limestones, conglomerate, sandstone-shale, and melange (Tüysüz, 1992; Gedik, 2008; Figure 1c). This unit is tectonically overlain by a Cretaceous ophiolitic complex. Ophiolites are represented by serpentinite, serpentinised peridotite, and rarely mafic rocks (Koçyiğit, 1990; Tüysüz, 1990; Aktimur et al., 1995; Gedik 2008). These units are unconformably overlain by Palaeogene-Neogene clastic and carbonaceous deposits of the Gülandere formation (Gedik, 2008).

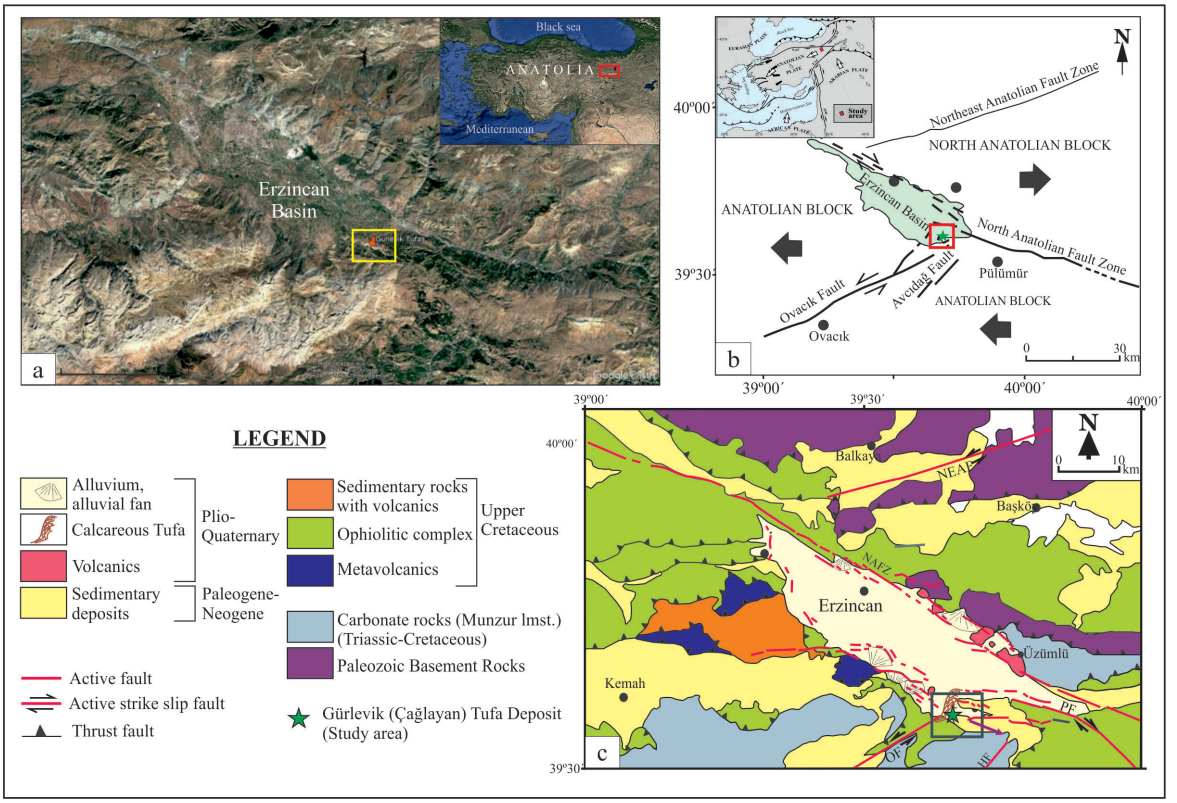



**Figure 1**. **a)** Satellite image of East Anatolia and the pull-apart Erzincan Basin. The yellow rectangle indicates the study area and Gürlevik tufa; **b)** Tectonic structures of the Erzincan Basin and surrounding area (simplified from Barka and Gülen, 1989; Kaypak and Eyidoğan, 2005, Tatar et al., 2013; Aydın et al., 2019); **c)** Geological units of Gürlevik and surroundings (modified from Emre et al., 2012; Akpınar, et al., 2016; Aydın et al., 2019). HF: Heltepe Fault, NAFZ: North Anatolian Fault Zone, NEAFZ: North East Anatolian Fault Zone, OF: Ovacık Fault, PF: Pülümür Fault.

***Şekil 1**. **a)** Doğu Anadolu ve Erzincan çek-ayır Havzası'nın uydu görüntüsü. Sarı dikdörtgen araştırma alanını, Gürlevik tufalarını göstermektedir; **b)** Erzincan Havzası ve çevresindeki tektonik yapılar (Barka ve Gülen, 1989; Kaypak ve Eyidoğan, 2005, Tatar vd., 2013; Aydın vd., 2019'dan basitleştirilmiştir). **c)** Gürlevik ve çevresindeki jeolojik birimler (Emre vd., 2012; Akpınar, vd. 2016; Aydın vd., 2019'dan değiştirilmiştir). HF: Heltepe Fayı, NAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, NEAFZ: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu, OF: Ovacık Fayı, PF: Pülümür Fayı.*

The youngest rock units in the study area are represented by volcanics composed of dacite, andesite, rhyolite, basalts and pyroclastics, and fluvial sediments characterised by calcareous tufa and clastics within the Erzincan basin (Figure 1c).

The Gürlevik calcareous tufa deposits are porous terrestrial carbonates formed along river channels by interactions between ambient precipitation of calcium carbonate ($CaCO_3$) and organisms along Kalecik stream valley. Gürlevik tufa formed as a cascade tufa deposit with a thickness of up to 45 m. All the formations are unconformably covered by alluvium of Quaternary age (Figure 1c). Coarse–grained alluvial fans are observed along the northern and southern borders of the Erzincan Basin.

## MATERIALS and METHODS

The research was performed during autumn 2024 through field work and suitable sample selection. The fieldwork included sedimentary

logging (lithofacies description and interpretation, sedimentary structures), sampling for petrographic analysis (thin section) and also photographing the study area with a drone (Figure 2).

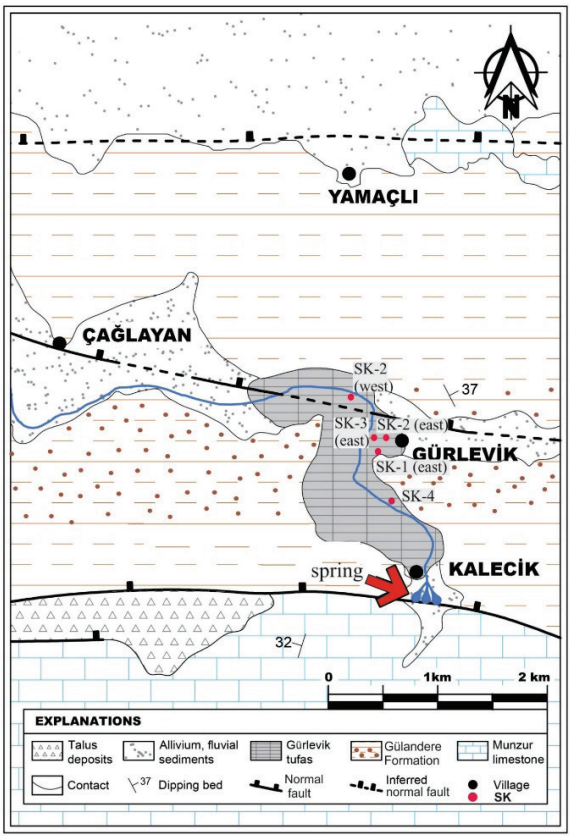



**Figure 2.** Geological units of Gürlevik and surroundings (modified from Akpınar et al., 2016). SK: Measured sedimentary log

***Şekil 2****. Gürlevik ve çevresinin jeolojik birimleri (Akpınar vd., 2016'dan değiştirilmiştir). SK: Ölçülü sedimanter kesit.*

Gürlevik tufa outcrops formed in three different steps depending on different levels of spring water. For that reason, these tufa deposits were investigated separately as east and west sites. In total, seven measured sedimentary logs were taken, all facies were described and interpreted based on their morphological properties, and some characteristic structures such as presence of stromatolites, bryophytes, vertical stems etc. were noted. Identification of lithofacies was based on the descriptions of terrestrial carbonates by Ford and Pedley (1996) and Arenas-Abad et al. (2010). Tufa samples were collected for thin sections and prepared at İstanbul University-Cerrahpaşa, Geological Engineering Department and Pamukkale University, Geological Engineering Department, Denizli. In order to conduct the analyses, a polarised light microscope was used. Carbonate textural characteristics were determined according to the Dunham (1962) classification. Moreover, Folk's classification was used for the classification of carbonate rocks (Folk, 1959, 1962).

## RESULTS

### Gürlevik Tufa Facies

The Gürlevik tufa deposits consist of active and fossil precipitation due to changes in the direction of water flow from the Quaternary to the present. The tufa cascades have variable thickness, ranging from 5 to 22 m (Figure 3a, c). Approximately twenty metres above the present-day spring orifice, perched carbonate tufa cascade deposits formed at the southeastern margin part of the Erzincan Basin representing a perched springline tufa (Pedley, 1990; Pedley et al., 2003) or cascade/waterfall (Arenas-Abad et al., 2010). According to field work and detailed sedimentological observations, six different tufa and accompanying clastic facies were described and interpreted from the perched springline/fluvial cascade model (Figure 4). These facies are named in six different groups as follows; (1) moss tufa facies (Lmo); (2) stromatolitic tufa facies (Lst); (3) phytoclastic tufa facies (Lph); (4) tufa speleothem (Lsp); (5) extra-formational conglomerate facies (Lec); and (6) silt-clay clastics (Lsc).

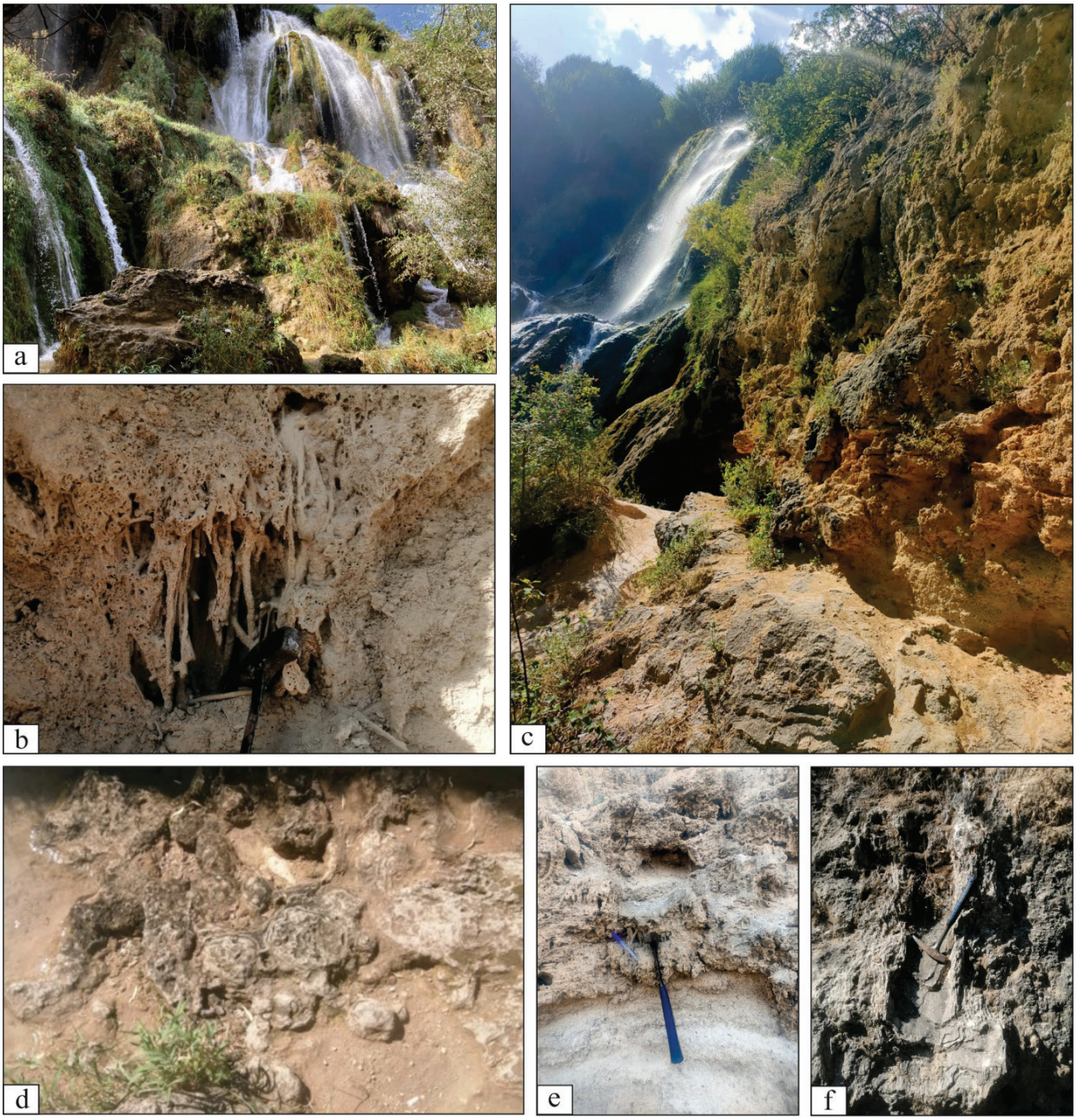



**Figure 3**. Field views of the Gürlevik tufa deposit. **a, c)** Monumental multi-step waterfall and fossil and active tufa precipitations; **b)** closer view of vertical plant stems coated by calcium carbonate; **d)** tufa speleothem (Lsp) located at the entrance of the cave; **e)** chaotic phytoclast facies (Lph) and fine grained clastics (silt and clay, Lsc) below; **f)** tufa channel for water flow in fluvial system.

***Şekil 3**. Gürlevik tufa çökellerinin arazi görünümleri. **a, c)** Anıtsal çok basamaklı şelale ve fosil ve aktif tufa oluşumları; **b)** kalsiyum karbonatla kaplı dikey bitki gövdelerinin daha yakından görünümü; **d)** mağaranın girişinde bulunan tufa speleotemi (Lsp); **e)** kaotik fitoklast fasiyesi (Lph) ve altında ince taneli kırıntılar (silt ve kil, Lsc); **f)** akarsu sisteminde akan suyun oluşturduğu tufa kanalı.*

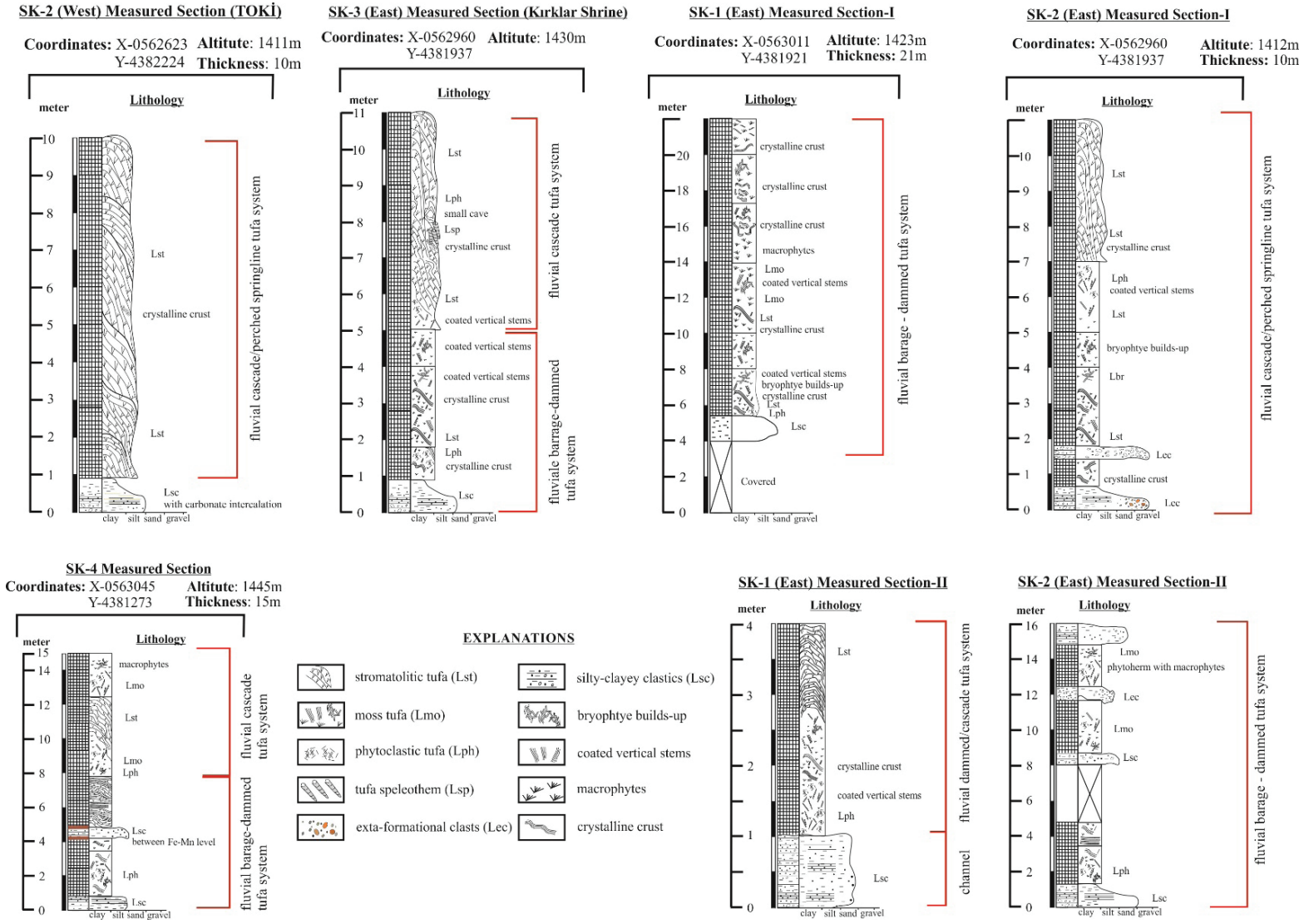



**Figure 4**. Measured sedimentary logs of Gürlevik tufa deposits with facies descriptions and depositional systems (for locations of measured sections see Figure 2).

***Şekil 4***. *Gürlevik tufa çökellerinin ölçülü sedimanter kesitleri, fasiyes tanımları ve çökelme sistemleri (ölçülü kesitlerin yerleri için Şekil 2'ye bakınız).*

**Figure 5.** Some of the facies identified in the fossil Gürlevik tufas. **a)** Image of the progradation of tufa deposits from inner to outer areas, bryophytic layers are observed significantly; **b)** closer view of the cluster of bryophytes; **c)** appearance of the fossil barrage/dam tufa deposits in the field; **d)** close-up view of "c", undulated stromatolitic (Lst) structures and phytoclasts (Lph); **e)** undulated fine laminated crystalline crust on the inner wall of the small cavity; **f)** cauliflower-shaped knobs where globular crusts developed within a small cave below a tufa barrage rim; **g)** well-rounded extra-clast deposits at the bottom of the tufa formation; **h)** overturned fractured stromatolite tufa formation; **i)** silty-clay clastic (Lsc) layer between phytoclastic tufas (Lph); **j)** carbonate curtain of the tufa cascade face; and **k)** micritic laminae crust on the speleothem tufa (j and k photos are taken from SK-3 Kırklar shrine section).

***Şekil 5.*** *Gürlevik fosil tufalarının tanımlanmış bazı fasiyesleri.* ***a)*** *tufa çökellerinin içten dışa doğru ilerlemesinin görüntüsü. Briyofitik seviyeler belirgin bir şekilde gözlenmektedir;* ***b)*** *bryofit kümesinin daha yakın görünümü;* ***c)*** *fosil baraj/set tufa çökellerinin arazideki görünümü;* ***d)*** *"c", dalgalı stromatolitik (Lst) yapılar ve fitoklastların (Lph) yakından görünümü;* ***e)*** *küçük mağara içi duvarındaki dalgalı ince laminalı kristalin kabuk;* ***f)*** *tufa set kenarının altındaki küçük bir mağarada küresel kabukların geliştiği karnabahar biçimli yumrular;* ***g)*** *tufa oluşumunun tabanındaki iyi yuvarlaklaşmış havza dışından taşınan konglomera;* ***h)*** *devrilmiş parçalanmış stromatolit tufa bloğu;* ***i)*** *fitoklastik tufalar (Lph) arasındaki siltli-kil kırıntılı (Lsc) seviye;* ***j)*** *tufa şelale yüzeyinde gelişen karbonat perdesi;* ***k)*** *tufa speleotemlerin dış çeperindeki mikritik laminalı krsital kabuk (j ve k, SK-3 Kırklar türbesi kesitinden alınmıştır).*

***Moss Tufa Facies (Lmo)***

*Description*: This facies is a common lithofacies in the investigated fluvial tufa deposits and is mainly composed of macrophtyes, coated vertical stems, twigs, bryophytes, and unidentifiable bushes (Figure 5a, b). The mold tubes of stems are filled with calcite spar and their orientation is parallel to other stems with horizontal/subhorizontal features (Figure 3b). The coated stems grow downward *in situ*. The thickness of this facies ranges from cm to a couple of metres. The geometry of this facies is lenticular and tabular in shape (Table 1). This facies consists of phytoherm framestone and is generally associated with phytoclastic tufa (Lph) and stromatolitic tufa (Lst). Bryophyte build-ups that consist of stacked layers centimetres thick are observed in progradation of tufa rims (boundstone of bryophytes; Figure 5a). Detrital clastics (Lsc) are also observed together in the depositional system.

*Interpretation*: The moss facies can be observed in almost all tufa occurrences and mostly represents fluvial and palustrine environments (Arenas et al., 2000; Arenas-Abad et al., 2010; Toker, 2017). In this case, Gürlevik moss tufa facies represents fluvial setting such as barrage-dammed and cascade/perched springline environments. The coated mosses which formed from perpendicular to oblique reflect current direction in some cases. These mosses were precipitated closer to the spring on the down slope.

***Stromatolitic Tufa Facies (Lst)***

*Description*: This facies consists of stromatolite-like, domal, parallel lamination bodies with slightly upward convex tops (from 1 cm to 1.5 m thick). Stromatolitic bodies are generally formed by lighter and darker micritic laminae. Stromatolites have various orientations and in some cases, they are slightly undulating (Figure 5d). This facies consists of phytoherm boundstone and is associated with phytoclastic tufa (Lph) and moss tufa (Lmo) facies (Table 1).

*Interpretation*: Stromatolites are the most common facies observed in calcareous tufa deposits. Tufa stromatolites might occur biotically (by cyanobacteria and algae) and abiotically (carbonate mineral nucleation) or both (Pentecost and Whitton, 2000; Shiraishi et al., 2008; Pedley, 2009; Gradziñski, 2010; Toker, 2017). Stromatolites can formed in both stagnant and fast-flowing water conditions (Gradziñski et al., 2013). In this case, stromatolites in cascade and slope areas indicate a fast-flowing aqueous setting.

***Phytoclastic Tufa Facies (Lph)***

*Description*: This facies is composed of branch fragments and clasts consisting of phytoherms (Figure 3e). The geometry of phytoclastic tufa is tabular and lenticular, thickness is up to several metres and phytoclasts are encrusted by carbonate coatings. This facies consists of phytoherm framestone and is mostly associated with stromatolitic tufa (Lst) and extra-formational clast (Lec) (Table 1).

*Interpretation*: The phytoclastic tufa facies represents shallow braided rivers and barrage systems after a high energy event and it constitutes barrage/waterfall deposits (Arenas-Abad et al., 2010).

***Tufa Speleothem (Lsp)***

*Description*: Speleothem facies includes stalactite and stalagmite occurrences developing in caverns and caves (Arenas-Abad et al., 2010). Stalagmites are observed with concentric laminated crust (Figure 3d). The thickness of laminae reaches up to 2 millimetres, with micrite and spar calcite cement. The facies is characterised by alternating dark and light laminae and consists of phytoherm boundstone. The calcite-coated vertical stems are lithotypes commonly associated with the facies (Table 1).

**Table 1**: Principal facies of Gürlevik tufa deposits and associated carbonate systems.

***Çizelge 1****. Gürlevik tufa çökellerinin başlıca fasiyes özellikleri ve ilişkili karbonat sistemleri.*

| Facies Type | Geometry of tufa deposits | Sedimentary structures | Biological contents | Associated facies | Sedimentary Processes |
|---|---|---|---|---|---|
| Moss tufa facies (Lmo): | Tabular, lenticular<br>Asymmetrical mounds and thickness up to couple of metres | Unlaminated<br>Moss vertical stems aligned parallel to the direction of water flow<br>Stacked parallel laminae | Subaquatic plants, reeds<br>Perpendicular stems<br>Thin stalks of mosses | Phytoclastic tufa (Lph)<br>Stromatolitic tufa (Lst) | Medium flowing, barrage-dammed system and cascade perched springline,<br>Vertical direction stems under turbulent water<br>Waterfalls as dominant system in braided fluvial environment, barrage and cascades |
| *Macrophytes* | | | | | |
| *Coated vertical stems* | | | | | |
| *Bryophyte builds-up* | | | | | |
| Stromatolitic tufa facies (Lst) | Dense, domal laminae, crystalline crust, gentle stepped, hemidomic deposits, dm to cm thickness | Horizontal and undulating laminations Micritic laminae | Bryophytes and coated vertical stems | Phytoclastic tufa (Lph) | Fast flowing water, slope zones and cascades |
| Phytoclastic tufa facies (Lph) | Tabular and lenticular, thickness is up to several metres | Not organised, no stratification | Fragments of stems | Coated vertical stems | Slow-flowing barrage dammed areas |
| Tufa Speleothem (Lsp) | Variable shape | Cavities with stalactites, laminated crystalline crust | Coated vertical hanging stems | Stromatolitic tufa (Lst) | Caves and small cavities associated with cascades and perched spring line, fast flowing, turbulent water |
| Extra-formational tufa facies (Lec) | Lenticular, channel-shaped | Dominantly clast supported, structureless | Allochthonous benthic fossil fragments | Phytoclastic tufa (Lph) | Fast flowing fluvial system with clastic inputs<br>high-energy events could be associated with incision periods of the fluvial systems |
| Silt-clay clastics (Lsc) | Tabular cm to m thickness | Massive, structureless | Snail shells | Phytoclastic tufa (Lph) | Fine grained siliciclastic in channelised fluvial system |

*Interpretation*: Speleothems developed in unlit and poorly lit cavities and inter-particle sites, from ambient temperature waters dripping from cavity walls and seepage through tufa (Ford and Pedley, 1996). The stalactites and laminar crystalline crusts form in a cave setting with abiogenic precipitation from thin films of supersaturated water (Figures 3d, 5e). Tufa speleothems can be observed at the base of the active tufa cascade and entrance of the cave. Caves and small cavities are associated with cascades and perched springline and fast flowing, turbulent water (Arenas-Abad et al., 2010).

***Extra-formational Conglomerate Facies (Lec)***

*Description*: Extra-formational clasts consist of conglomerates and sand size clastics. Dark greenish grey, greyish blue, beige coloured, rounded to well-rounded polymictic conglomerates are mostly derived from limestone, dolomitic limestone and ophiolitic pebbles (Figure 5g). The maximum pebble size is up to 15 cm, and the conglomerates are clast-supported with sandy matrix and cemented by carbonate. The clasts are poorly sorted and are observed at the base of the tufa formation (Figure 4; SK-2). The conglomeratic clasts mainly consist of fossils of *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., algae and undefined benthic foraminifers (Figure 6h-k). Pebble-cobble clasts probably derived from the Eocene Gülandere formation. This facies is mostly associated with phytoclastic tufa (Lph) (Table 1).

*Interpretation*: Extra-formational clasts are interpreted as products of weathering and erosion of the basement, including carbonate rocks, ophiolites and metavolcanics from the surrounding area. These poorly sorted and well-rounded pebbles were deposited in channelised fluvial settings (Arenas-Abad et al., 2010). Clasts found in the tufa formation are intercalated, derived from basement rock (Munzur limestone) and transported by streams. The clasts were transported along a braided fluvial system into the tufa formation with moderate to high clastic input.

***Silt-clay clastics (Lsc)***

*Description*: The facies mainly consists of finer grained sediments (silt, marl) and occurs between phytoclastic tufa deposits (Figures 3e and 5i). This facies has beige and whitish grey coloured clay and silt with tufa fragments. The massive silt-clay bed has a thickness of about 20 cm (Figure 4). These finer sediments include land snail shells in some places.

*Interpretation*: The presence of these finer sediments is strongly related to low energy. In some tufa fluvial systems, fine siliciclastic sedimentation representing floodplain conditions may be preserved at the top of channel deposits (Arenas-Abad et al., 2010).

**Petrographic Results**

Microscopic examinations were carried out on selected tufa samples representing tufa lithofacies from field observations. According to textural classification of carbonates, the tufa microfacies consists of micrite with less than 10% grains and represents mudstone character (Figure 6a-b). Phytoherm boundstone is observed to be whitish and dark, with planar or wavy laminated, and dense structure (Figure 6d-f), while phytoherm framestone is characterised by stems, trunk and branches of plants (Figure 6h-i). Moreover, distinct microstructures such as porous, filamentous algae, planar/wavy laminations and mosses were also detected.

*Porous* textures are generally observed in almost all tufa deposits and different types of porosity can assist in understanding the structure of tufa formation (Arenas-Abad et al., 2010). The intergranular, framework, moldic, dissolution and fenestral voids are some porosity types (Arenas-Abad et al., 2010). The moldic and fenestral pores are common porous types in the Gürlevik tufa deposits in the moss tufa facies derived from barrage-dammed and cascade flows.

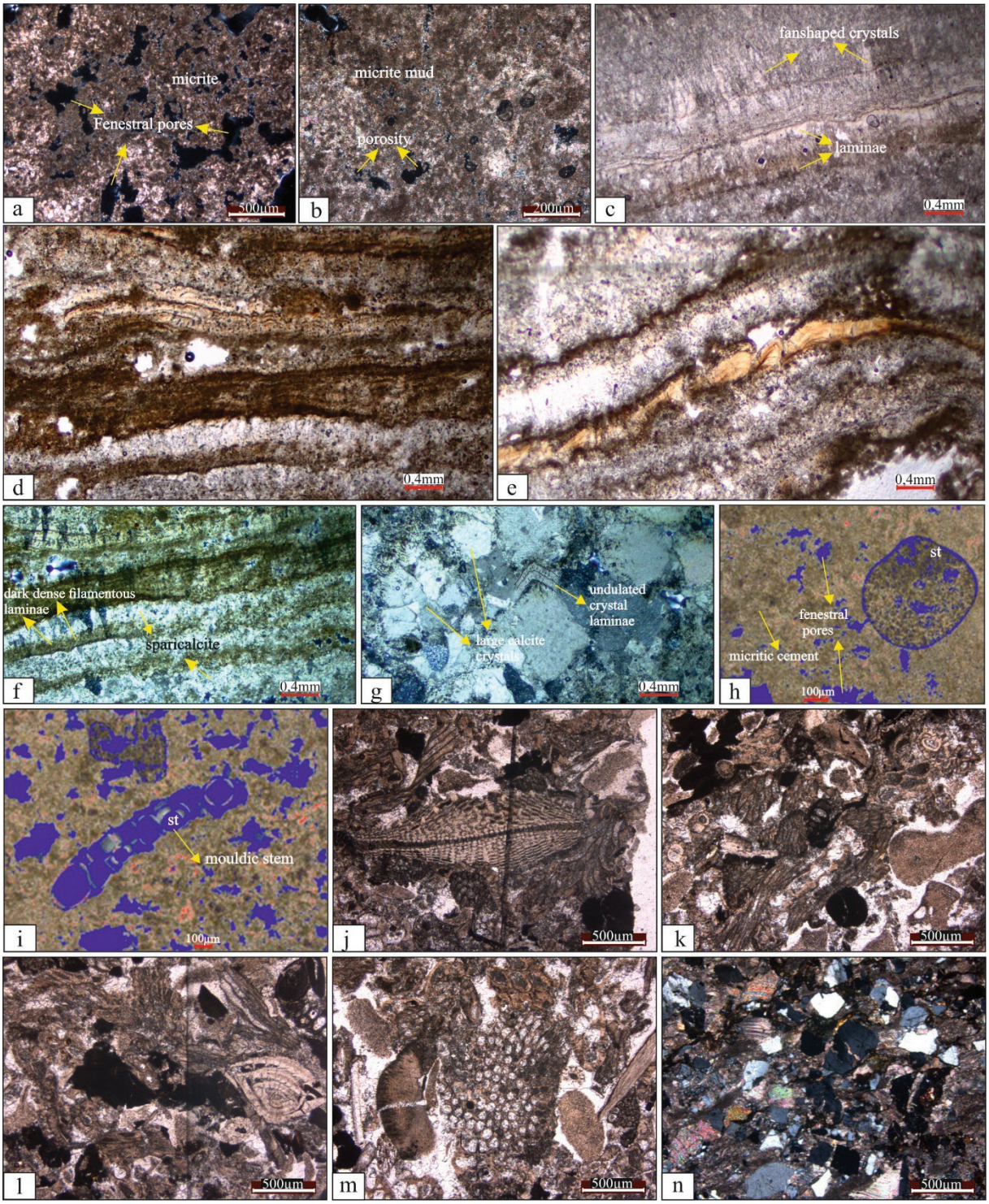



**Figure 6.** Images of thin sections collected from the Gürlevik fossil tufa and associated facies. **a-b)** Photomicrographs showing micritic phytoherm boundstone (dark areas denote fenestral porosity; under crossed nicols); **c)** fan-shaped crystals alternating with dense planar and wavy laminae in the stromatolitic tufa facies (sample no; SK-1/4) obtained

from the east part of the first tufa terrace (under plane polarised light); **d, e)** stromatolitic fabric which comprises alternating thin laminae composed of thrombolitic and massive micrite (obtained from SK-3/1 Kırklar Shrine wall) (under plane polarised light); **f)** dense and loose filamentous laminae with micrite and sparry calcite fillings formed in fast flowing conditions (under crossed nicols); **g)** large minerals with broken undulated calcite crystal laminae from SK-3/1 Kırklar shrine section (under crossed nicols); **h-i)** transversal cut of a plant stem (st; blue circle line) filled by micritic cement and moldic pores visible in the coated stem (st; blue longitudinal line) (under plane polarised light); **j-n)** microscope images of conglomerate clasts (section SK-2/2) derived from fossiliferous shallow marine Eocene limestone: **j-l)** transported benthic fossil fragments with sparry calcite in allochthonous limestone (m) (unsorted biosparite; under plane polarised light); **n)** sand-sized quartz grains in clastic limestone with carbonate mud (under crossed nicols).

***Şekil 6.*** *Gürlevik fosil tufalarından ve ilişkili fasiyeslerden toplanan ince kesit görüntüleri.* ***a-b)*** *Mikritik fitoherm bağlamtaşı gösteren mikroskop görüntüsü (koyu alanlar fenestral gözenekliliği göstermektedir; çift nikol);* ***c)*** *Birinci tufa terasının doğu kısmından elde edilen stromatolitik tuf fasiyesindeki yoğun düzlemsel ve dalgalı laminalarla dönüşümlü yelpaze biçimli kristaller (numune no; SK-1/4) (tek nikol);* ***d, e)*** *Trombolitik ve masif mikritik çamurdan oluşan ardalanmalı ince laminalanmalı stromatolitik doku (SK-3/1 Kırklar Türbesi'nden) (tek nikol);* ***f)*** *Hızlı akış koşullarında oluşan mikrit ve spari kalsit dolgulu yoğun ve gevşek filamentli laminalar (çift nikol);* ***g)*** *SK-3/1 Kırklar Türbesi kesitinden alınan kırılmış kristalin kabuk parçası içeren büyük kalsit mineralleri (çift nikol);* ***h-i)*** *Mikritik çimento ile doldurulmuş bir bitki sapının enine kesiti (st; mavi daire çizgisi) ve kaplanmış gövdedeki kalıp şeklindeki gözenekler (st; mavi uzunlamasına çizgi) (tek nikol);* ***j-n)*** *Fosil içeren sığ denizel Eosen kireçtaşından türemiş konglomeratik çakılların (SK-2/2) mikroskop görüntüleri:****(j-l)*** *allokton kireçtaşında spari kalsitli taşınmış bentik fosil parçaları; (m) (boylanmamış biyosparit; tek nikol);* ***n)*** *karbonat çamurlu kırıntılı kireçtaşında kum büyüklüğünde kuvars taneleri (çift nikol).*

*Filamentous algae* structures are mainly found in stromatolites, as mats in mosses and coating stems (Arenas-Abad et al., 2010). Petrographic examinations of collected tufa samples show that filamentous laminae were present in SK-3 cascade tufa deposits (Figure 6f). These structures represent fast flowing conditions.

*Planar and wavy laminations* are characteristic structures in the stromatolite tufa facies and are commonly observed microfacies in the Gürlevik tufa formation (Figure 6d-e). The stromatolitic laminations are entirely composed of micritic to sparry calcite and no detrital grains. Internal structures comprise thick and continuous wavy to planar laminae (Figure 6c-e).

*Mosses* are the most abundant deposits in fluvial tufa systems (Arenas-Abad et al., 2010). The moss layers with irregular porosity can be clearly observed and are mostly covered with micritic cement (Figure 6a-b). Mosses formed in the Gürlevik fluvial cascade and barrage-dammed tufa system.

Moreover, extra-formational clasts were collected from the SK-2 sedimentary log (Figure 4) for petrographic investigations. In thin section studies, these pebble-cobble clasts clearly have grainstone features. The rock is grain-supported with spar cement (Dunham, 1962). The grains are bioclasts, mainly benthic fossil fragments (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., algae and undefined benthic foraminifers). According to carbonate textural classification, extra-formational clasts transported into tufa deposit consist of biosparite microfacies (Folk, 1959, 1962) (Figure 6j-l). These sediments were transported by streams into the tufa depositional environment from the basement rock (Gülandere Formation) where Nummulites and other benthic fossils are abundant in shallow marine sediments.

## DISCUSSION

### Depositional System of Gürlevik Tufa

Gürlevik tufa are characterised by both active and fossil tufa deposits based on direction changes of

the water flow. Tufa deposits are actively forming throughout the entire stream, including barrage and cascade settings in fluvial environments. Gürlevik tufa precipitation consists of two main depositional systems. These are the; (1) perched springline/cascade tufa system, and (2) barrage-dammed tufa system. These depositional systems are described briefly below.

**Perched springline/cascade tufa system**

This depositional system formed both aggradation and progradation growths (Arenas-Abad et al., 2010). The Gürlevik tufa deposits typically correspond to the 'perched springline system' identified by Pedley (1990), the 'slope system' named by Violante et al. (1994), the 'fluvial with waterfalls/barrage-cascade' system defined as vertical sequences of facies by Arenas-Abad et al. (2010), and the 'high-gradient and stepped fluvial conditions' termed as sedimentary facies model by Arenas-Abad et al. (2010)

The Gürlevik perched springline tufa site comprises lobe-top terrace and waterfall/cascade areas (Figure 7). The lobe-top terrace zone is a cultivated area which used by local people. The waterfall/cascade area is located at the upper part of the tufa system and waterfall, emerging from Kalecik karst spring and flowing down from a height of 53 m. The waterfall is composed of three tufa terraces and these three different levels of tufa terraces continued to develop until the distal part of the creek (Figure 8).

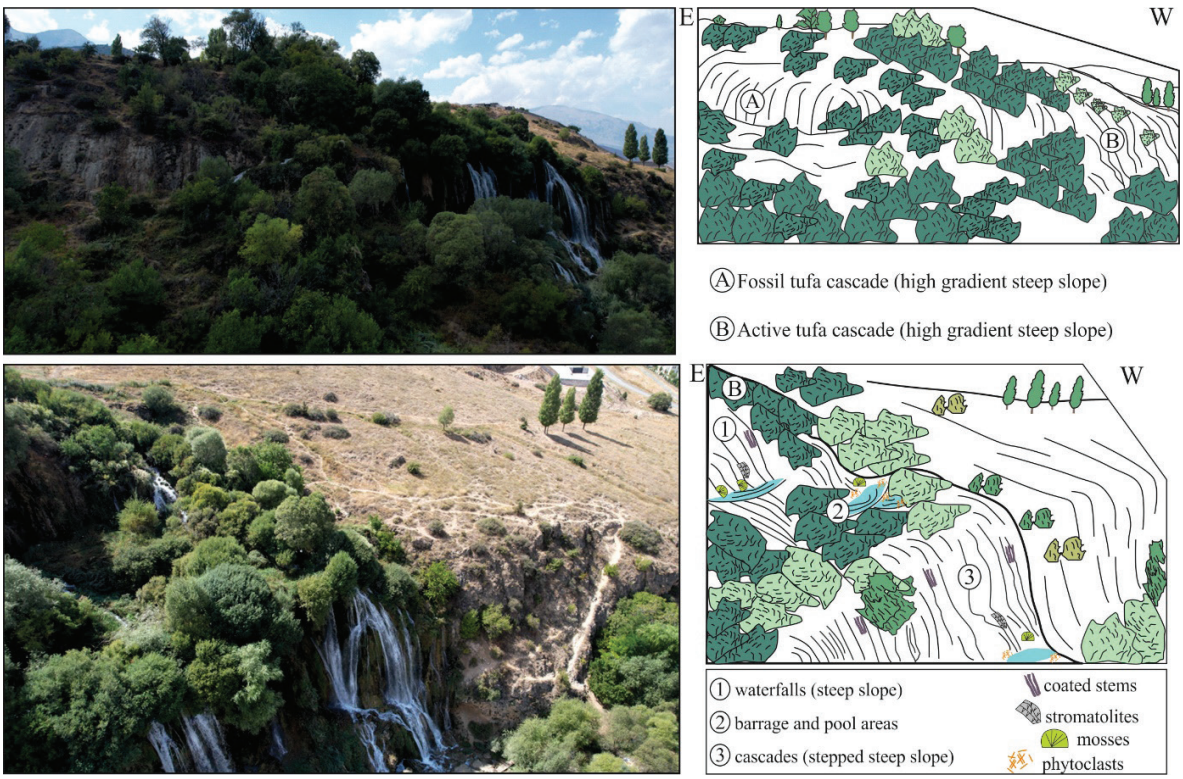



**Figure 7.** Drone photos and sketches showing high gradient slope area including the main depositional systems of the Gürlevik tufa (In the sketch, fossil tufa deposits shown as (A) and active tufa deposits shown as (B) in steep slope areas).

***Şekil 7.*** *Gürlevik tufalarının başlıca depolanma sistemlerini drone fotoğraflarıyla birlikte yüksek eğimli yamaç alanını gösteren diyagram; (A) Fosil tufa çökelleri ve (B) Dik yamaç alanlarındaki aktif tufa çökelleri.*

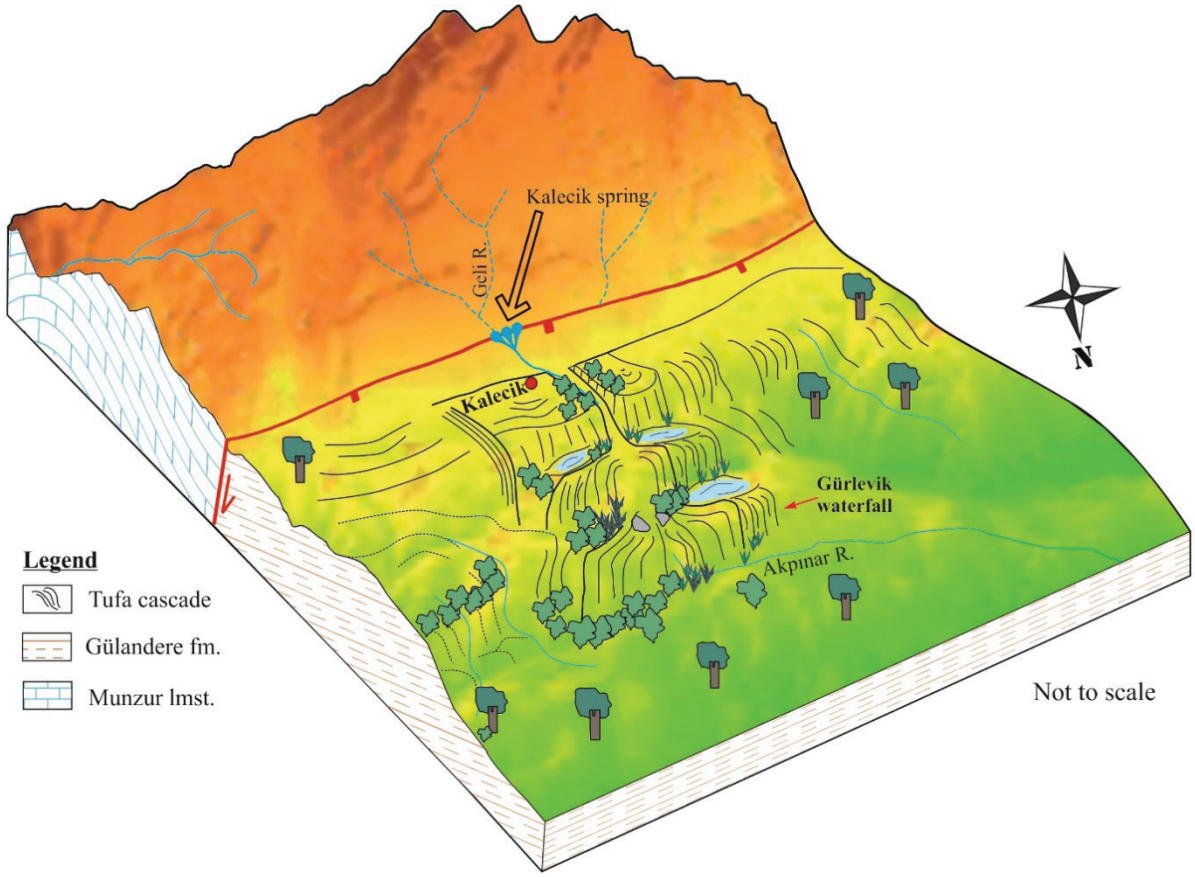



**Figure 8.** Block diagram of the Gürlevik tufa waterfall deposits and surrounding area.
***Şekil 8****. Gürlevik tufa şelalesi çökelleri ve çevresinin blok diyagramı.*

The increases and decreases of the water source flow rate as a result of climate fluctuations during the Quaternary period are assumed to have been effective in the development of these terraces (Uysal, 2024). The face of the waterfall is up to 20 m high and is mostly covered by stacked moss layers, hanging vertical stems, and upgrowing vertical stems. The internal structure of the tufa is nearly horizontal at the crest of the waterfall and dips sharply in the most distal area. Phytoclasts are associated with these moss layers (vertical stems). Caves (speleothem tufa) are observed behind the overhangs and dammed areas (Figures 3a, 4 and Table 1). Consequently, this type of tufa system generally develops in slope areas, and steeper faces experience the fastest tufa growth (Ford and Pedley, 1996).

Similar spectacular perched springline tufa or waterfall/cascade tufa systems can be observed in various parts of Anatolia. Some spectacular examples include the Antalya tufa in southern Anatolia (Glover and Robertson, 2003; Koşun et al., 2005; Dipova and Doyuran, 2006); Güney Waterfall in Denizli province in SW Anatolia (Özkul et al., 2010); Sarıkavak paleocascade tufa system in Afyon province, SW Anatolia (Toker, 2017; Tagliasacchi and Kayseri-Özer, 2020); and Gürleyik creek tufa forms located in Eskişehir province, Central Anatolia (Uzun et al., 2023).

In addition, there are several magnificent tufa occurrences in the world. Some of the best examples are the Plitvice system, "Mali prštavac" and Skradinski Buk tufa waterfalls, Croatia (Horvatinčić et al., 2000; Golubić et al., 2008); and tufa cascades at the Monasterio de Piedra Natural Park, Iberian Range, NE Spain (Vázquez-Urbez et al., 2011).

**Barrage-dammed tufa system**

The barrage-dammed tufa system is also clearly observed in the Gürlevik gentle slope fluvial environment (Figure 3). Dammed areas are generally shallow sites with sedimentation of fine-grained carbonate sediments and phytoclasts forming upstream of the barrage (Arenas-Abad et al., 2010). Pedley (1990, 2009) identified the barrage tufa model with mosses and undefined plants. Barrages initially form on phytoclast precipitations and then grow upwards due to plant colonisation (Arenas-Abad et al., 2010). Small ponds develop behind the barrage, which are characterised by stromatolitic facies on their vertical upstream edges (Figures 7 and 8). Lateral development of the stromatolite towards the ponds leads to their colonisation by plants (Figure 6).

High gradient tufa systems have developed in different parts of Anatolia. For instance, the Antalya tufa (Koşun et al., 2005) and Sarıkavak barrage-dam tufa system in Afyon, SW Anatolia (Toker, 2017; Tagliasacchi and Kayseri-Özer, 2020). Furthermore, tufa in Plitvice Natural Park in Croatia (Horvatinčić et al., 2000); the Piedra, Mesa and Añamaza Rivers in NE Spain (Vázquez-Urbez et al., 2011) and Ruidera Lakes Natural Park in central Spain (Ordóñez et al., 2005) are the best examples of barrage-dammed tufa systems in Europe.

**Geological Heritage and Geotourism Potential of Gürlevik Tufa Waterfall**

The concept of geological heritage is defined as "a natural heritage that preserves evidence of a specific section of the Earth's surface, holds scientific value, and whose destruction would result in the irreversible loss of information and documentation regarding its geological formation" (Wimbledon, 1996; Kazancı, 2010; Çiftçi and Güngör, 2016). This natural heritage can include a vast canyon, a fossil deposit, a glacial lake, a mineral formation, a karst cave, a fold or a waterfall. A geosite refers to a locality where a geological or geomorphological formation is best represented among multiple geological heritage elements (ProGeo Group, 1998; Çiftçi and Güngör, 2016; Güngör and Angı, 2021). Particularly after the emergence of geoparks and their increasing global recognition, geological tours initially started within geoparks and have gradually expanded to larger areas in recent years. These tours are collectively termed geotourism.

Geotourism encompasses a broad range of geological and geomorphological phenomena, including rocks, fossils, minerals, volcanoes, glaciers, glacial lakes, mountains, erosion patterns, and natural hazards such as earthquakes, floods, and landslides. It also includes structural formations, deserts, lakes, caves, rivers, waterfalls, and mines, where the interaction between human activity and geological processes is prominently observed. Additionally, geotourism can extend to cultural elements associated with geological heritage. As these sites are prepared for visitors, protective measures are implemented to prevent potential damage and serve the function of geoconservation. Thus, the protection of geological heritage is inherently linked to geotourism activities. Consequently, geotourism is a form of tourism that fosters interest in knowledge-based, geoscientific elements (Güngör and Angı, 2021).

In light of the terminological information briefly summarised above, waterfalls formed by tufa deposits are widespread fluvial landforms that were nominated as World Heritage Properties (Goudie, 2020). Based on this concept, the Gürlevik Waterfall, designated as a Natural Protected Area in 1990 and placed under

qualified natural protection, stands out for its aesthetic appeal as well as its geological and geomorphological significance. However, these attributes must be effectively communicated to visitors through informational signage. These signs will educate visitors about the geoscientific processes underlying the formation of Gürlevik Falls, fostering an unconscious yet impactful nature education experience. This educational approach is expected to enhance visitor awareness regarding the conservation of tufa formations within the area. In this context, safeguarding the tufa deposits of Gürlevik Waterfall and integrating them into geotourism initiatives has critical importance.

In recent years, climate change-induced reductions in precipitation have led to a noticeable decline in the streamflow feeding the waterfall. Consequently, the volume of water cascading from Gürlevik Waterfall has significantly decreased. Today, the development of tufa terraces has slowed, and tufa blocks have begun to collapse into the valley. This alarming deterioration of the waterfall's natural beauty should prompt geoscientists to adopt a more proactive and vigilant approach. A robust geoconservation strategy is imperative for the sustainable development of geotourism. Such a strategy will ensure that geological heritage sites contribute economically to the region in a long-term and sustainable manner. Moreover, an effective geoconservation framework can pave the way for a sustainable development model. This is because geotourism is not merely a short-term touristic activity; rather, it constitutes a sustainable development model that safeguards geological heritage and facilitates its long-term contribution to regional economies (Güngör, 2021).

Within this framework, Gürlevik Waterfall qualifies as a geological heritage site, a geosite, and a significant geotourism destination due to its distinctive tufa formations, palaeoenvironmental characteristics, tectonic structures, and exceptional visual appeal. According to the classification system of ProGeo (ProGeo, 1998), Gürlevik Waterfall corresponds to categories B, E, and F within the 10 geosite groups (Table 2).

**Table 2.** Geosite classification of ProGeo Group-98 (www.progeo.com).

***Çizelge 2****. ProGeo Group-98'in jeosit sınıflandırması (www.progeo.com).*

| Geo-Code | Geosite Class (GC) |
|---|---|
| (A) | Stratigraphic |
| **(B)** | Palaeoenvironmental & palaeontological |
| (C) | Igneous, metamorphic and sedimentary petrology, textures and structures, events and provinces |
| (D) | Mineralogical, economic |
| **(E)** | Structural |
| **(F)** | Geomorphological features, erosional and depositional processes, landforms and landscape |
| (G) | Astroblemes |
| (H) | Continental or oceanic-scale geological features, relationships of tectonic plates and terrain |
| (I) | Submarine |
| (J) | Historic for development of geological sciences |

In many countries, including Türkiye, where the principles of sustainable tourism have not been fully embraced, natural resources in potential geotourism sites are often exploited indiscriminately in pursuit of economic benefits. However, geotourism represents a crucial form of ecotourism that can generate economic value without compromising the natural and cultural environment. Given that Türkiye has traditionally focused on mass tourism, the shift towards diversified tourism strategies, including geotourism, presents an opportunity to expand the national tourism economy in new directions. The rich geomorphology and natural scenic appeal

of Gürlevik Waterfall provide a unique potential for various geotourism activities. However, as geotourism initiatives develop, it is essential to ensure that natural monuments of significant scientific and aesthetic value, such as Gürlevik Waterfall, are rigorously protected through close collaboration with local communities.

## CONCLUSIONS

The Gürlevik (Çağlayan) tufa site is a spectacular representative of the perched springline tufa or high gradient waterfall/cascade model in Eastern Anatolia. This study is one of the first investigations involving detailed sedimentological fieldwork (facies descriptions) and petrographic analysis of the Gürlevik tufa deposit. The main conclusions of this research are:

1. Six tufa facies were identified and interpreted. These are: (i) moss tufa facies (macrophytes, coated vertical stems, bryophyte builds-up); (ii) stromatolitic tufa facies; (iii) phytoclastic tufa facies; (iv) tufa speleothem; (v) extra-formational conglomerate facies; and (vi) silt-clay clastics.
2. In the investigated area, the Gürlevik tufa developed in barrage and cascade systems within fluvial environments. Two depositional systems are distinguished based on the lithofacies analysis: (i) perched springline/barrage-cascade tufa system composed of lobe-top terrace and waterfall/cascade areas; and (ii) barrage-dammed tufa system.
3. The well-exposed cascade/waterfall and barrage-dammed tufa systems are consequences of tectonic (faulted) effects and climatic factors in the region.
4. Detailed multidisciplinary research should be carried out to determine the activation of faults controlling tufa development in this region and to obtain more data about past climatic changes.
5. Gürlevik Waterfall, which fascinates those who see it with its natural beauty, was declared a natural protected area and taken under protection. It is of great importance that these tufa deposits with such spectacular natural beauty be preserved and promoted for geotourism.

## *GENİŞLETİLMİŞ ÖZET*

*Gürlevik (Çağlayan) tufalarının oluştuğu alan, Erzincan çek-ayır havzasının güneydoğusunda yer alan yaklaşık 50 metre yükseklikten akan şelale yapısıyla dikkat çekici özelliğe sahip karasal karbonat çökelleridir. Gürlevik Şelalesi'nin güneyinde bulunan Kalecik karstik kaynağından çıkan sulara bağlı olarak gelişen bu tufa çökelleri, farklı genişlik ve yükseklikte 3 basamaktan oluşmaktadır. Bu çalışmada, tektonik olarak aktif bir havzada gelişen Gürlevik tufa çökelleri, ilk kez ayrıntılı olarak çalışılmıştır. Bu çalışmayla ilk defa, Gürlevik tufalarını oluşturan karasal karbonat çökellerinin ayrıntılı sedimantolojik incelemeleri (litofasiyeslerinin belirlenmesi ve tanımlanması) ve petrografik analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu amaçla, tufa çökellerinin en iyi gözlemlendiği farklı seviyelerdeki tufa teraslarından toplam yedi adet ölçülü sedimantolojik kesit alınmış ve ince kesit çalışmaları için örneklemeler yapılmıştır. Yapılan arazi çalışmaları sonucunda başlıca altı adet tufa litofasiyesi belirlenmiş ve özellikleri ayrıntılı olarak açıklanmıştır. Bunlar; yosun tufa fasiyesi (makrofitler, karbonatlaşmış bitki sapları ve briyofitler gibi), stromatolitik tufa fasiyesi, fitoklastik tufa fasiyesi, tufa speleotem, havza-dışı konglomera fasiyesi, silt-kil kırıntılı fasiyesidir. Gürlevik tufaları, akarsu tufa çökeli olup, baraj-set ve şelale tipi depolanma sistemlerinde oluşmuştur. Bu karasal karbonatların gelişiminde bölgenin aktif tektoniği ve iklimi oldukça önemlidir.*

*Tufaların bulunduğu alanın kuzeyinde sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı ve şelalenin bulunduğu alanın güneybatı*

*devamında sol yanal doğrultu atımlı Ovacık Fayı bulunmaktadır. Tufa şelalesini oluşturan Kalecik kaynağı da Kuzey Anadolu Fayı'nın Erzincan Havzası'nın güneyindeki kollarından olan Kalecik-Tatlısu Fayı üzerinde yer almaktadır. Munzur Kireçtaşları ile Gülandere Formasyonu birimlerinin dokanağını oluşturan fay hattı boyunca Kalecik kaynağından yüzeye çıkan soğuk ve bikarbonatça zengin sular, Gürlevik tufa çökellerini oluşturmuşlardır.*

*Bölgede tufa gelişimini kontrol eden fayların aktivasyonunun belirlenmesi ve geçmiş iklim değişiklikleri hakkında daha fazla veri elde edilebilmesi için daha detaylı ve multidisipliner araştırmaların yapılması oldukça faydalı olacaktır.*

*Doğal güzelliğiyle görenleri büyüleyen ve Anadolu'nun en yüksek şelalelerinden biri olan Gürlevik Şelalesi, doğal sit alanı ilan edilerek koruma altına alınmıştır. Bu kadar muhteşem doğal güzelliğe sahip olan bu tufa çökellerinin, korunarak jeoturizm için tanıtılması; büyük önem taşımaktadır.*

## ORCID

*Yakup Çelik* https://orcid.org/0000-0002-2150-852X
*Ezher Tagliasacchi* https://orcid.org/0000-0002-1774-5012

## REFERENCES

Akpınar, Z., Gürsoy, H., Tatar, O., Büyüksaraç, A., Koçbulut, F. & Piper. J. D. A. (2016). Geophysical analysis of fault geometry and volcanic activity in the Erzincan Basin, Central Turkey: Complex evolution of a mature pull-apart basin. *Journal of Asian Earth Sciences, 116*, 97–114. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.11.005

Aktimur, H. T., Sarıarslan, M., Keçer, M., Turşucu, A., Örçen, S., Yurdakul, M. E., Mutlu, G., Aktimur, S. ve Yıldırım, T. (1995). Erzincan dolayının jeolojisi (Report no: 9792 (unpublished)). MTA, Ankara.

Arenas, C., Gutiérrez, F., Osácar, C. & Sancho, C. (2000). Sedimentology and geochemistry of fluvio-lacustrine tufa deposits controlled by evaporite solution subsidence in the central Ebro Depression, NE Spain. *Sedimentology, 47*, 883-909.

Arenas-Abad, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G. & Sancho-Marcén, C. (2010). Fluvial and associated carbonate deposits. In Alonso-Zarza, A. M., Tanner, L. H. (Eds.), *Carbonates in Continental Settings. Facies, Environments and Processes, Developments in Sedimentology* (pp. 133-175), vol. 61. Elsevier, Amsterdam. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06103-2

Aydın, O. L., Bektaş, O., Büyüksaraç, A. & Yılmaz, H. (2019). 3D Modelling and Tectonic Interpretation of the Erzincan Basin (Turkey) using Potential Field Data. *Earth Sciences Research Journal, 23*(1), 57-66. https://doi.org/10.15446/esrj.v23n1.71090

Barka A. & Gülen L. (1989). Complex evolution of the Erzincan basin (Western Turkey). *Journal of Structural Geology, 11*(3), 275-283.

Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey - a synthesis. *Geodinamica Acta, 14*, 3–30, https://doi.org/10.1016/S0985-3111(01)01066-X

Capezzuoli, E., Gandin, A. & Pedley, M. (2014). Decoding tufa and travertine (freshwater carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. *Sedimentology, 61*(1), 1–21. https://doi.org/10.1111/sed.12075

Çiftçi, Y. & Güngör, Y. (2016). Proposals for the Standard Presentation of Elements of Natural and Cultural Heritage within the Scope of Geopark Projects. *MTA Dergisi, 153*, 223-238.

Çiftçi, Y. & Güngör, Y. (2021). Jeolojik Miras Envanter Çalışmaları: Yeni Yaklaşımlar. S. Er (Ed.), *Jeolojik Miras: Kavramlar, Mevzuat ve Uygulama Örnekleri* (ss. 62-104). Pınar Yayınevi-Jeoloji Mühendisleri Odası, İstanbul.

Dipova, N. & Doyuran, V. (2006). Characterization of the Antalya (Turkey) tufa deposits. Carbonates and Evaporites, 21, 144–160. https://doi.org/10.1007/BF03175664

Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W. E. Ham (Editor), *Classification of Carbonate Rocks (pp.:* 108-121). Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol., 1.

Emre, O., Duman, T.Y., Kondo, H. Olgun, S., Özalp, S., Elmacı, H. (2012). *1:1250.000 Scale Active Fault Map Series of Turkey, Erzincan (NJ 37-3) Quadrangle. Serial Number: 44*. General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), Ankara-Turkey.

Folk, R. L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 43*, 1-38.

Folk, R. L. (1962). Spectral subdivision of limestone types. In Ham,W.E. (Ed.), *Classification of carbonate rocks* (pp. 62–84). American Association of Petroleum Geologist Memoirs 1, Tulsa.

Ford, T.D. & Pedley, H.M. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews, 41*(3-4), 117-175. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00030-X

Gedik, A. (2008). Kemah-Erzincan Çayırlı yöresi Tersiyer Birimlerinin Jeolojisi ve Petrol Kaynak Kaya Özellikleri. *MTA Dergisi, 137*, 1-26 (in Turkish).

Glover, C. & Robertson, A. H. (2003). Origin of tufa (cool-water carbonate) and related terraces in the Antalya areas, SW Turkey. *Geological Journal, 38*, 1-30.

Golubić, S., Violante, C., Plenković-Moraj, A. & Grgasović, T. (2008). Travertines and calcareous tufa deposits: an insight into diagenesis. *Geologia Croatica, 61*(2-3), 363-378.

Goudie, A. S. (2020). Waterfalls: Forms, Distribution, Processes and Rates of Recession. *Quaestiones Geographicae, 39*(1), 59–77. https://doi.org/10.2478/quageo-2020-0005

Gradziñski, M. (2010). Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment. *Geological Society Special Publications, 336*, 143–191. https://doi.org/10.1144/SP336.8

Gradziñski, M., Hercman, H., Jaoekiewicz, M. & Szczurek, S. (2013). Holocene tufa in the Slovak Karst: facies, sedimentary environments and depositional history. *Geological Quaterly, 57*(4), 769-788. https://doi.org/10.7306/gq.1131

Güngör, Y. (2021). Jeoloji ve Sürdürülebilir Kalkınma. *MTA Doğal Kaynaklar Ekonomi Bülteni, 31*, 53-59.

Güngör, Y. ve Angı, O. S. (2021). Kültürel Jeoloji ve Jeoturizm içerisinde jeolojik mirasın yeri I. S. Er (Ed.), *Jeolojik Miras: Kavramlar, Mevzuat ve Uygulama Örnekleri* (ss. 105-112). Pınar Yayınevi-Jeoloji Mühendisleri Odası, İstanbul.

Horvatinčić, N., Čalić, R. & Geyh, M. A. (2000). Interglacial growth of tufa in Croatia. *Quaternary Research, 53*, 185-195.

Kaypak, B. & Eyidoğan, H. (2005). One-dimensional crustal structure of the Erzincan basin, Eastern Turkey and relocations of the 1992 Erzincan earthquake (Ms=6.8) aftershock sequence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 151*(1–2), 1-20.

Kazancı, N. (2010*). Dünyada ve Türkiye'de Jeosit-Jeopark-Jeomiras Olgusuna Yaklaşımlar. Kızılcahamam Çamlıdere Jeopark ve Jeoturizm Projesi Raporu*, 76, Ankara.

Koçyiğit, A. (1990). Üç Kenet Kuşağının Erzincan Batısındaki (KD Türkiye) Yapısal ilişkileri: Karakaya, İç Toros ve Erzincan Kenetleri. *Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı*, 152-160.

Koşun, E., Sarıgül, A. ve Varol, B. (2005). Antalya Tufalarının litofasiyes özellikleri. *MTA Dergisi, 130*, 57-70.

Okay, A. I. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan Sutures of Northern Turkey. In Durand B., Jolivet G., Horvoth F., Serrane M (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen*, *Geological Society, London, Special Publications., 156*, 475-515. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22

Ordóñez, S., González Martín, J.A., García del Cura, M.A. & Pedley, H.M. (2005). Temperate and semi-arid tufas in Pleistocene to Recent fluvial barrage system in the Mediterranean area: the Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain). *Geomorphology, 69*, 332-350.

Özkul, M., Gökgöz, A. & Horvatinčić, N. (2010). Depositional properties and geochemistry of Holocene perched springline tufa deposits and associated spring waters: a case study from the Denizli province, Western Turkey. In Pedley, H.M. (Ed.), *Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls: the Geological Society, London. Special Publications, 336*, 245-262. https://doi.org/10.1144/SP336.13

Pedley, H. M. (1990). Classification and Environmental Models of Cool Freshwater Tufas. *Sedimentary Geology, 68*, 143-154.

Pedley, M., González Martín, J.A., Ordóñez, S. & García del Cura, M.A. (2003). Sedimentology of Quaternary perched springline and paludal tufas: criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain. *Sedimentology, 50*, 23-44.

Pedley, H. M. (2009). Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments. *Sedimentology Special Volume 56*, 221-246.

Pentecost, A. (1981). The tufa deposits of the Malham district, North Yorkshire. *Field Studies 5*, 365–387.

Pentecost, A. & Whitton, B. A. (2000). Limestones. In B.A. Whitton & M. Potts (Eds.), *The Ecology of Cyanobacteria* (pp.: 257–279). Kluwer, Amsterdam.

ProGeo Group (1998). A first attempt at a geosites framework for Europe - an IUGS initiative to support recognition of World Heritage and European geodiversity. *Geologica Balcanica, 28*, p.: 532.

Shiraishi, F., Reimer, A., Bissett, A., Beer, D. de & Arp, G. (2008). Microbial effects on biofilm calcification, ambient water chemistry and stable isotope records in a highly super saturated set ting (Westerhöfer Bach, Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 262*, 91–106.

Tagliasacchi, E. & Kayseri-Özer, M.S. (2020). Multidisciplinary approach for palaeoclimatic signals of the non-marine carbonates: The case of the Sarıkavak tufa deposits (Afyon, SW-Turkey). *Quaternary International, 544*, 41-56. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.12.016

Tatar, O., Akpınar, Z., Gürsoy, H., Piper, J. D. A., Koçbulut, F., Mesci, B. L., Polat, A. & Roberts, A. P. (2013). Palaeomagnetic evidence for the Neotectonic evolution of the Erzincan Basin, North Anatolian Fault Zone, Turkey. Journal of Geodynamics, 65, 244– 258. https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.03.009

Toker, E. (2017). Quaternary fluvial tufas of Sarıkavak area, southwestern Turkey: Facies and depositional systems. *Quaternary International*, *437*, (Part A), 37-50. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.06.034

Tüysüz, O. (1990). Tectonic evolution of a part of the Tethyside orogenic collage: the Kargı Massif, northern Turkey. *Tectonics, 9*(1), 141-160. https://doi.org/10.1029/TC009i001p00141

Tüysüz, O. (1992). Erzincan Çevresinin Jeolojisi, (Yerbilimci Gözüyle Erzincan Depremi, Dünü-Bugünü-Yarını ve Türkiye Deprem Sorunu, (Derleyen; Ahmet Ercan). *İ.T.Ü. Maden Fak. Jeofizik Bölümü ve Jeoloji Müh. Böl. Ortak Oturum Bildirileri*, İ.T.Ü. İstanbul.

Uysal, A. (2024). *Erzincan Ovası ve Çevresinin Morfotektonik Özellikleri ve Deprem Analizi*. [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. Elazığ, Fırat Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü.

Uysal, A., Sunkar, M. (2024). Girlevik Şelalesi ve Traverten Taraçasının Oluşumu (Erzincan). Kıranşan, K. (Ed.), *Fiziki coğrafya alanında uluslararası araştırmalar-II* (s: 117-145). Eğitim Yayınevi.

Uzun, A., Bahadır, M., Karaer, F., Gürgöze, S. & Vural, B. (2023). Gürleyik Creek Tufa Forms, Eskişehir/Türkiye. *The most Recent Studies in science and art* (s.: 1-9). Gece Publishing.

Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Arenas, C. & Sancho, C. (2011). Fluvial diffluence episodes reflected in the Pleistocene tufa deposits of the River Piedra (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology, 125*, 1-10. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.022

Villes, H.A. & Goudie, A. S. (1990). Tufas, travertine and allied carbonate deposits. *Progress in Physical Geography Earth and Environment. 14*(1), 19-41. https://doi.org/10.1177/030913339001400102

Violante, C., Ferreri, V., D'Argenio, B.& Golubic, S. (1994). Quaternary travertines at Rochetta a Volturno (Isernia, Central Italy). Facies analysis and sedimentary model of an organogenic carbonate system. In *PreMeeting Fieldtrip Guidebook, A1, International Association of Sedimentologists, Ischia'94, 15th Regional Meeting* (pp.: 3223), Italy.

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

**Türkiye Jeoloji Bülteni**
*Geological Bulletin of Turkey*
*68 (2025) 225–258*
*doi: 10.25288/tjb.1627676*

# Iğdır Fay Zonu'nun Doğu Anadolu Kısalmalı Tektonik Bloğu içerisindeki önemi ve Morfotektonik Özellikleri

*The Significance and Morphotectonic Features of the Iğdır Fault within the Eastern Anatolian Compressional Tectonic Block*

**Sacit Mutlu**[1*]

[1] *Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Afet Yönetimi ve Deprem Uygulama ve Araştırma Merkezi*
*Van Güvenlik Meslek Yüksekokulu, Acil Durum ve Afet Yönetimi Programı*

• Geliş/Received: 27.01.2025 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 04.04.2025 • Kabul/Accepted: 05.04.2025
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 22.04.2025 • Baskı/Printed: 30.04.2025

*Araştırma Makalesi/Research Article* *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Iğdır Fay Zonu (IFZ) Türkiye'nin en doğu ucunda, Ağrı Dağı'nın yaklaşık 13 km kuzeybatısında yer almaktadır. Kuzeybatıda Küllük köyünden başlayan fay güneydoğuda Kavaktepe köyüne kadar devam etmektedir. Yaklaşık olarak K20°B ile K60°B arasında değişen doğrultulara sahip olan sağ yanal doğrultu atımlı Iğdır Fay Zonu 19 alt geometrik segmentten oluşmaktadır. Fay kontrollü drenaj ağı, ötelenmiş akarsular ve alüvyal, kolüvyal yelpazeler ve başı kesik dereler fayın aktif olduğunu morfoloji üzerinde gösteren belirteçlerdir. Bu çalışmada Küçük Kafkas Tektonik Bloğu içerisinde konumlanan Iğdır Fay Zonu'nun bölge içerisindeki tektonik etkisinin belirlenmesi hedeflenmiştir. Bu hedefe bağlı olarak Iğdır Fay Zonu ve yakın civarının hem tarihsel hem de aletsel deprem kataloğu oluşturulmuş ve fay üzerinde morfometrik analizler (yüzey pürüzlülüğü, hipsometrik integral, havza asimetri faktörü, dağ önü kıvrımlılığı, vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı) gerçekleştirilmiştir. Fay Zonu üzerinde belirlenen morfotektonik belirteçler ve indis sonuçları IFZ'nin normal bileşene de sahip olduğunu göstermektedir. Birbirine parelel 5 alt kol halinde bulunan IFZ gevşeyen büklüm yapısı sergilemekte ve güneydoğu kısımda Ağrı Dağı açılma çatlağı ile birleşmektedir. Tarihsel dönem depremsellik ve morfometrik indis sonuçlarına bakıldığında çalışma alanının morfolojik olarak genç olduğu, yükselim hızının KB ve GD kesimlerinde yılda 0,5 mm'den fazla olduğu görülmektedir. Iğdır Fay Zonu boyu yapılan indis sonuçları değerlendirildiğinde Iğdır Fay Zonu'nun Ağrı Dağı'na yakın olan güneydoğu ucundaki segmentlerin göreceli olarak daha fazla deformasyon biriktirdiği ve daha fazla yükselme hızına sahip olduğu görülmektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Aktif Tektonik, Doğu Anadolu, Iğdır Fay Zonu, jeomorfoloji, yükselme hızı.

***Abstract:*** *The Iğdır Fault Zone (IFZ) is located at the easternmost edge of Turkey, approximately 13 km northwest of Mount Ağrı. The fault extends from Küllük village in the northwest to Kavaktepe village in the southeast. The right-lateral strike-slip Iğdır Fault Zone, which exhibits strike variations between N20°E and N60°E, consists of 19 sub-geometric segments. Fault-controlled drainage networks, offset streams, alluvial and colluvial fans, and truncated valleys are key morphological indicators of the fault's activity. This study aims to determine the tectonic influence of the Iğdır Fault Zone, which is situated within the Small Caucasus Tectonic Block. To achieve this objective, both historical and instrumental earthquake catalogs were compiled for the IFZ and its vicinity. Additionally, morphometric analyses were conducted on the fault zone, including surface roughness, hypsometric integral, basin asymmetry factor, mountain front sinuosity, and the ratio of valley floor width to valley height. The identified morphotectonic markers and index results indicate that the IFZ also possesses a normal fault component. The fault zone consists of five parallel sub-branches and exhibits a releasing bend structure, merging with the*

[*] Yazışma / *Correspondence:* sacitmutlu@yyu.edu.tr

*© 2025 JMO Her hakkı saklıdır/All rights reserved*

*Mount Ağrı extensional crack in the southeastern section. The historical seismicity and morphometric index results suggest that the study area is morphologically young, with an uplift rate exceeding 0.5 mm per year in the NW and SE sections. When the fault length and index results are evaluated, it is observed that the southeastern segments of the Iğdır Fault Zone, particularly those closer to Mount Ağrı, have accumulated relatively higher deformation and exhibit a greater uplift rate.*

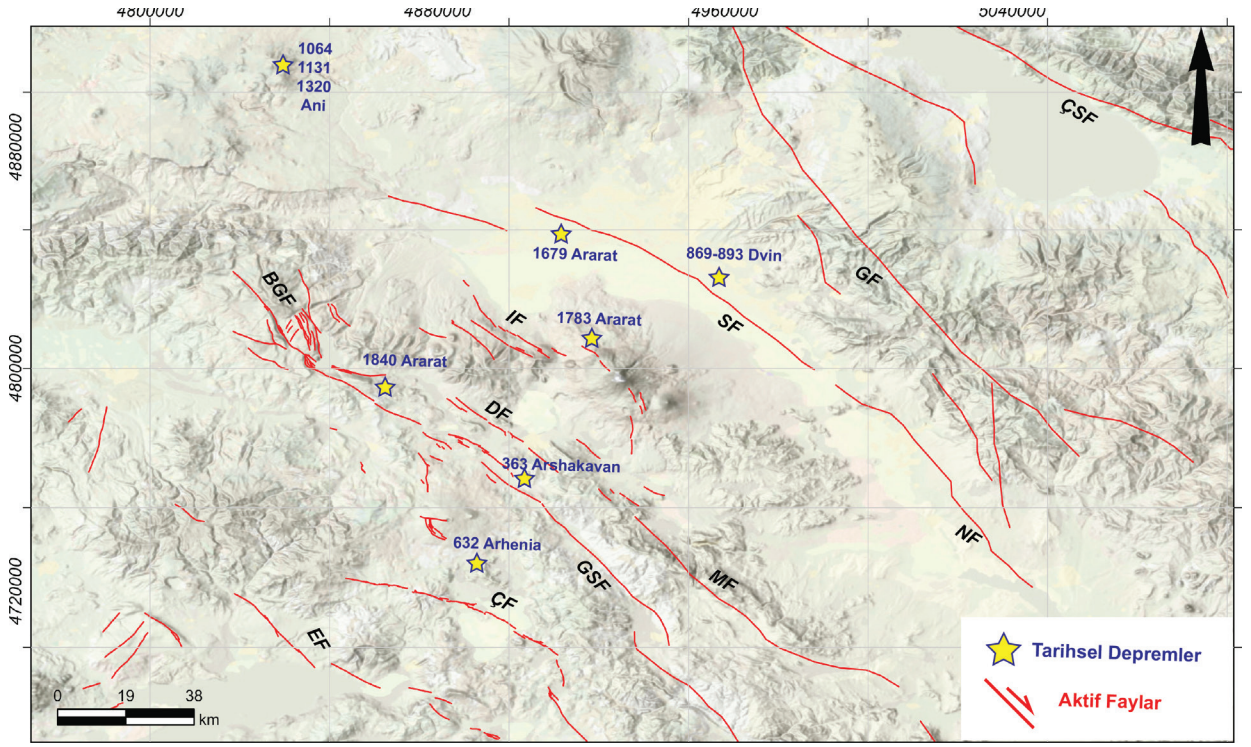
***Keywords**: Active Tectonics, Eastern Anatolia, Iğdır Fault, geomorphology, uplift rate.*

## GİRİŞ

Anadolu, Alp-Himalaya orojenik sisteminin Doğu Akdeniz'deki bir parçası olarak Afrika, Arabistan ve Avrasya levhaları arasında yer alır. Bu bölgenin jeolojik tarihi, Afrika/Arabistan ve Hindistan levhalarının Avrasya levhasıyla çarpışmasıyla şekillenmiştir (Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981). Çarpışma öncesi dönem paleotektonik, çarpışma sonrası dönem ise neotektonik olarak tanımlanmıştır (Şengör, 1980). Neotektonik dönem, Geç Miyosen'de Tetis Okyanusu'nun kapanmasıyla başlayıp günümüze kadar devam etmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Grasso, 1995). Bu süreçte, Bitlis-Zagros Sutur Zonu ile Ege ve Kıbrıs yayları gibi yapılar oluşmuştur (McKenzie, 1970, 1972; Şengör ve Yılmaz, 1981). Orta Miyosen-Erken Pliyosen dönemindeki sıkışma rejimi, Anadolu-İran Platosu'nda yaklaşık 2 km'lik yükselmeye yol açmış; bu rejim, Erken Pliyosen itibarıyla sıkışmalı-açılmalı bir rejime dönüşmüştür (McKenzie, 1969; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1983; Hempton, 1987; DeMets vd., 1990; Barka ve Reilinger, 1997; Koçyiğit ve Beyhan, 1998). GNSS ölçümleri, levha hızlarını ve blok hareketlerini analiz etmek için kullanılmıştır (Copley ve Jackson, 2006; Reilinger vd., 2006; Djamour vd., 2011). Bu modellemelere göre, Arap Levhası kuzey-kuzeydoğuya, İran Levhası kuzeybatıya, Anadolu Levhası batıya doğru hareket etmektedir (Reilinger vd., 2006). Küresel konumlandırma sistemi (GNSS) hızlarına bağlı olarak ortaya konulan katı blok modelinde Doğu Anadolu Sıkışma Bloğu 3 alt blok halinde tanımlanır: (i) Küçük Kafkas-Talesh Bloğu, (ii) Türk–İran Platosu Bloğu ve (iii) Orta İran Bloğu (Djamour vd., 2011). Bu bloklar içerisinde çoğunluğu doğrultu atımlı karakterde olmak üzere birçok aktif fay yer almaktadır. Kuzeyden güneye doğru bakıldığında; Çıldır-Sevan-Pembak, Garni, Sardararpat, Nahçıvan, Doğubayazıt, Maku, Mishu, Kuzey Tebriz, Balıkgölü, Çaldıran, Hasantimur, Gailatu-Siyahçeşme, Tutak, Hamur, Erciş, Saray, Başkale, Salmas ve Süphan fayları doğrultu atım karakteri sergilerken, Tabanlı ve Yeniköşk fayları ise bindirme karakterindedir. Bölgedeki sismik ve güncel deformasyon bu fay/fay zonları tarafından karşılanmaktadır. Fakat göreceli olarak bloklar içerisindeki aktif fay zonları tarafından üstlenilen deformasyon miktarı ve kayma hızı farklılık göstermektedir. Bloklar arasında saat yönünün tersine olan deformasyon hareketinin Kaflkas Bloğu'nda (Şekil 1) daha fazla olduğu ifade edilmektedir (Copley ve Jackson, 2006; Reilinger vd., 2006). Iğdır Fay Zonu Küçük Kaflkas Tektonik Bloğu'nun güneydoğu sınırının içsel deformasyonunu kontrol etmektedir. İlk defa Şaroğlu (1985) tarafından tanımlanan bu fay sağ yanal doğrultu atımlı bir karakter sergilemektedir. Birbirine parelel birçok segmentten oluşan Iğdır Fay Zonu (IFZ) 30 km uzunluğunda ve yaklaşık 20 km genişliğinde bir deformasyon alanı sunmaktadır. Fay güneydoğuda Ağrı Dağı (5137 m), güneybatıda Zor Dağı (3237 m), kuzey ve kuzeybatıda ise Aras Nehri ve Armavir Bölgesi tarafından sınırlanmaktadır. Bölgesel tektonik konum içerisinde bakıldığında IFZ sağ yanal doğrultu atımlı Doğubayazıt Fayı ile Sardararpat Fayı arasında yer almaktadır. IFZ'nin en güneydoğu segmenti ise Ağrı Dağı açılma çatlağı ile birleşmektedir. Çalışma alanının hem tarihsel hem de aletsel deprem kayıtlarına bakıldığında birçok yıkıcı depremin meydana geldiği görülmektedir. Özellikle IFZ, Ağrı Dağı (tarihsel kaynaklarda Mountain Ararat olarak ifade edilmektedir) ve tarihte önemli yerleşim

yerlerine (Bazid, Arshakavan, Arguri) yakın bir konumda yer aldığından ötürü tarihsel kayıtlara ulaşılmıştır. IFZ'ye yakın konumda yer alan yerleşim yerlerinin eski adları tarihsel kayıtlarda incelenmiştir. İncelenen tarihsel deprem lokasyonları sayısallaştırılarak, tarihsel deprem haritası oluşturulmuştur (Şekil 1). IFZ'ye yakın bir konumda yer alan bu depremlerden en önemlisi 1840 Ararat depremidir.

Tarihsel kaynaklarda en detaylı belgelenmiş yıkıcı olaylardan biri olan Ararat M.S 1840 Depremi, Türkiye, İran ve Rusya'yı kapsayan katastrofik bir depremdir (Ergin vd., 1967; Abich, 1847; Loftus, 1855; Byus 1948; Ambraseys ve Melville 1982; Ambraseys, 2009). Fırat Nehri ve Ağrı Dağı arasında meydana gelen bu deprem büyük ölçüde sıvılaşma, zemin deformasyonu ve heyelanları tetiklemiştir (Ambraseys, 2009). Ağrı Dağı'nın kuzeydoğu yamacında Ahura Vadisi'nde meydana gelen devasa heyelan, Arguri Köyü (Ağrı Dağı eteğinde yer alan Yenidoğan Köyü) ve St. James Manastırı'nda büyük yıkımlara yol açmış, bu alanlardaki tüm sakinlerin hayatını kaybetmesine neden olmuştur (Abich ve Suess, 1882; Weidenbaum, 1884). Heyelan, kar, buz ve kaya karışımından oluşmuş ve büyük bir patlamasıyla beraber vadiyi hızla doldurmuştur. St. James Manastırı'ndaki keşişlerin tamamı hayatını kaybetmiş ve mezarlar tahrip olmuştur (Weidenbaum 1884; Ambraseys, 2009).

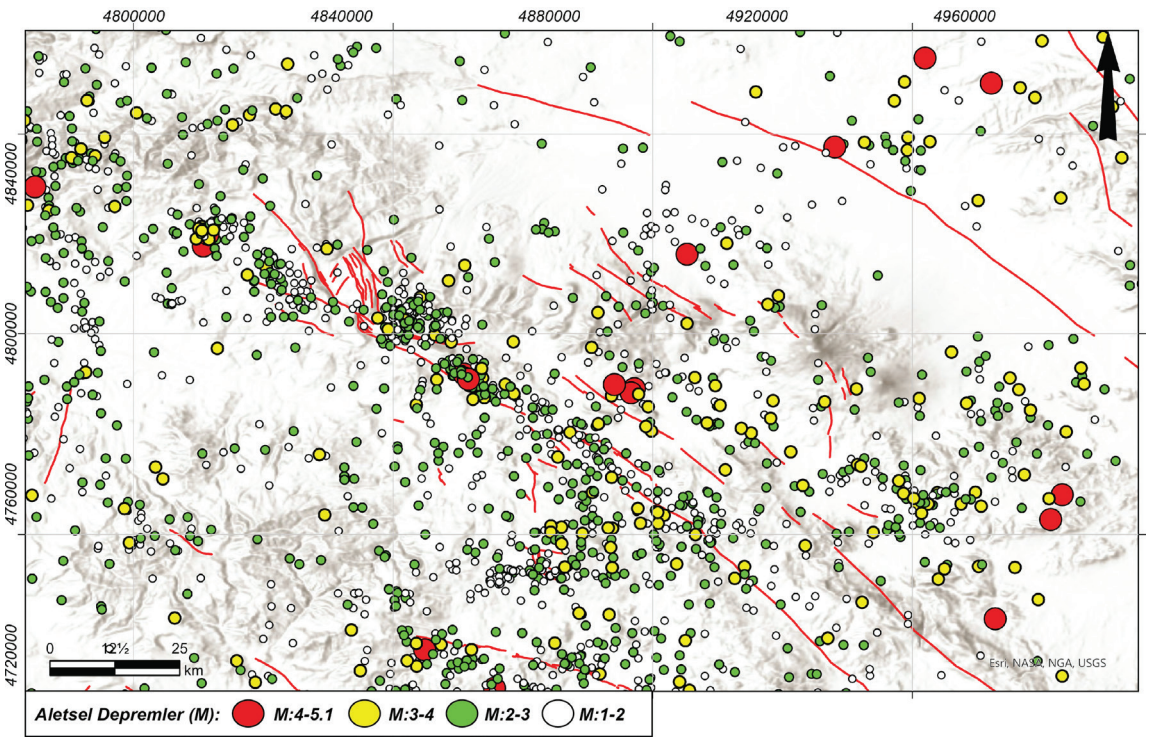



**Şekil 1.** Çalışma alanı ve yakın civarında yer alan aktif faylar ve tarihsel depremler (Step'anian 1964, Ibn al-Athir, 1982, Kondorskaya ve Shebalin, 1982, Al-Suyuti, 1974, 1984, Guidoboni vd., 1994, Guidoboni ve Traina, 1995, Ambraseys, 2009; Kısaltmalar: BGFZ: Balık Gölü Fay Zonu, ÇF: Çaldıran Fayı, DF: Doğubayazıt Fayı, EF: Erciş Fayı, GF: Garni Fayı, IF: Iğdır Fay Zonu, MF: Maku Fayı.).

***Figure 1.*** *Active faults and historical earthquakes in and around the study area. (Step'anian, 1964; Ibn al-Athir, 1982; Kondorskaya & Shebalin, 1982; Al-Suyuti, 1974, 1984; Guidoboni et al., 1994; Guidoboni & Traina, 1995; Ambraseys, 2009; Abbreviations: BGFZ: Balık Gölü Fault Zone, ÇF: Çaldıran Fault, DF: Doğubayazıt Fault, EF: Erciş Fault, GF: Garni Fault, IF: Iğdır Fault Zone, MF: Maku Fault*).

Ararat 1840 depremi sonrasında artçı şoklar yaklaşık bir yıl sürmüştür (Ergin vd., 1967; Byus, 1948; Ambraseys ve Melville, 1982; Ambraseys, 2009). Bu depremin en büyük belirteci tarihsel kaynaklarda Türkiye sınırları içerisinde yer alan Ağrı Dağı'nın kuzeydoğu tarafındaki Ahura Vadisi'nde meydana gelen yarıktır. Bu olayın deprem tarafından tetiklenip tetiklenmediği ya da bunun tersinin olup olmadığı net olarak ortaya konulamasa da Azzoni vd., (2019) volkanik aktivite varlığının yanlış olduğu çoğu kaynakta belirtilmiştir (Abich, 1847; Abich ve Suess, 1882; Ambraseys, 2009). IFZ'ye yakın bir konumda yer alan 1840 Ararat depremine hangi fayın kaynaklık ettiği ise belirsizdir (Şekil 1).

Iğdır Fay Zonu ve yakın civarında meydana gelen aletsel dönem depremlere bakıldığında; binden fazla depremin olduğu görülmektedir (Şekil 2). Bu depremlerin büyük bir çoğunluğu Balık Gölü Fay Zonu, Doğubayazıt Fayı ve Iğdır Fay Zonu ile parelel olacak şekilde KB-GD gidişlidir. Bölgede büyüklüğü M:4 ve üzeri olan 14 adet deprem meydana gelmiştir. Bu depremler içerisinde bir adet yıkıcı deprem kaydı yer almaktadır. 2004 yılında meydana gelen Md: 5,1 büyüklüğündeki bu deprem Iğdır ili ve Doğubayazıt ilçesi arasındadır. Bindirme bileşeni bulunan sağ yanal doğrultu atım karakteri sergileyen bir faya ait olan bu depremde Yığınçal köyü başta olmak üzere Kucak, Sağlısuyu, Kutlubulak, Subeşiği, Bozkurt, Sazoba ve Göktepe köylerinde can ve mal kaybına yol açmıştır (Tapan vd.,2005; EMSC, 2025; AFAD-DDB, 2025). 2020 yılında ise Iğdır Fay Zonu'nın yaklaşık 4,5 km kuzeybatısında Ml:4,4 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiş herhangi bir can kaybı yaşanmamıştır. Çalışma alanı ve yakın civarında tarihsel dönem depremlerin aksine aletsel dönem içerisinde afet boyutuna ulaşacak herhangi bir katastrofik deprem yaşanmamıştır.




**Şekil 2.** Çalışma alanı ve yakın civarının aletsel deprem haritası (AFAD-DDB, 2025; EMSC, 2025).

***Figure 2.*** *Instrumental earthquake map of the study area and its surroundings (AFAD-DDB, 2025; EMSC, 2025)*

## IĞDIR FAY ZONU

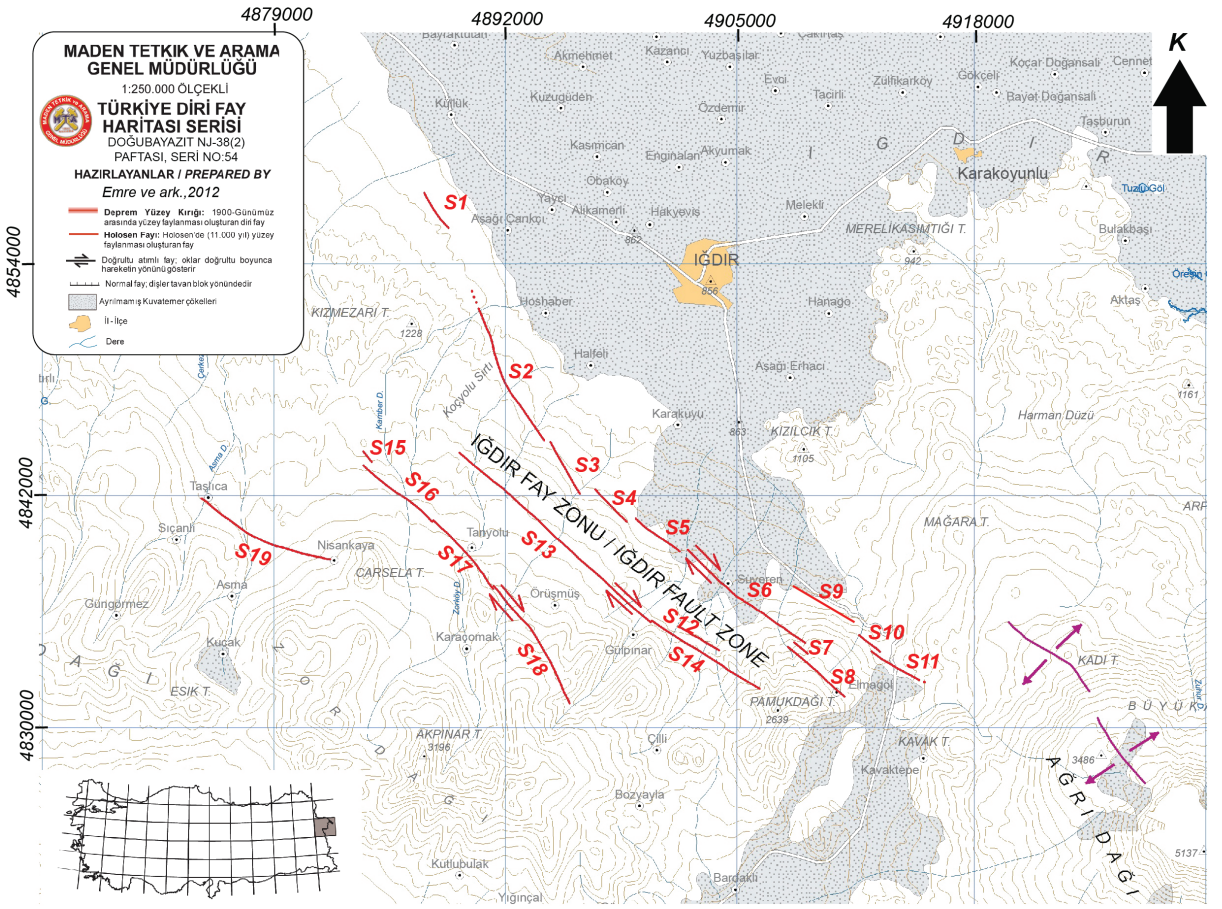
Ağrı Dağı'nın 10 km kuzeybatısında ve Iğdır İl merkezinin 5 km güneybatısında yer alan Iğdır Fay Zonu, 20 km genişliğinde bir deformasyon alanına sahip ve yaklaşık olarak K20-60°B doğrultusunda uzanan sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır (Şaroğlu, 1985; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986). (Şekil 3). Fay beş kol halinde birbirine parelel uzanacak şekilde toplamda 19 alt geometrik segmentten oluşmaktadır (Şekil 3). Iğdır Fay Zonu (IFZ) Şaroğlu (1985) ve Şaroğlu vd (1987) tarafından tanımlanmış olup; Emre vd., (2012) tarafından Türkiye Diri Fay Haritası'na (TDFH) eklenmiştir. Iğdır Fay Zonu ile ilgili yapılan çalışmalar kısıtlı olmakla birlikte Şaroğlu vd. (1987) yaptıkları çalışmada bu fayın açılma bileşeni bulunan sağ yanal bir fay olduğunu belirtmişlerdir. Fay Zonu Öztürk (2023) tarafından doğudan batıya doğru; Elmagöl, Kızıltepe, Gülpınar, Bendemurat ve Nişankaya segmentleri olmak üzere beş alt segmente ayrılmıştır. Bu çalışmada IFZ'nin topoğrafya üzerindeki etkilerini, neotektonik süreçleri ve tektonik aktiviteyi değerlendirmek için morfometrik indisler uygulanmış olup, ayrıca fayın topoğrafya üzerindeki tektonik unsurları belirlenmiştir. Geometrik segmentasyon, fayın yüzey morfolojisini ve yapısal karakteristiklerini temel aldığı için, morfometrik analizlerde doğrudan ilişkili olan parametrelerin belirlenmesini sağlamaktadır (Wallace, 1978; Kim vd., 2003 ve 2004). Morfometrik analiz sırasında kullanılan eğim, drenaj ağı gelişimi, fay sarplıkları ve neotektonik şekiller gibi faktörler, fayın geometrik özellikleriyle doğrudan bağlantılıdır (Bull ve McFadden, 2020). Dolayısıyla bu çalışmada fayın yüzey geometrisine bağlı olarak geometrik segmentler dikkate alınmış ve IFZ 19 geometrik segment (S1-S19) altında incelenmiştir (Şekil 3). Sıçramalı ve büklümlü bir segment yapısı sunan fayın tüm alt segmentleri ile birlikte toplam uzunluğu 70 km'dir.

Iğdır Ovası ve çevresi, geniş bir jeolojik geçmişe sahip olup farklı dönemlere ait kayaç ve formasyonları barındırmaktadır. Bölgenin en yaşlı birimleri Paleozoyik'e ait olup, Büyük ve Küçük Ağrı Dağı volkanik konilerinin altındaki temel Permiyen, Karbonifer ve Devoniyen formasyonlarından oluşmaktadır (Yalçınlar, 1967; Şaroğlu, 1985). Ovanın gelişimi, Alp Orojenezi'nin etkisiyle başlayan tektonik hareketler ve buna bağlı olarak gerçekleşen alçalma-yükselme süreçleriyle şekillenmiştir. Özellikle Mesozoik sonlarında yükselen ofiyolitik temel, Oligosen'e kadar süregelen çökelme süreçleri ile denizel Eosen ve Oligosen tortullarını barındırmıştır (Alim, 1998). Oligosen sonunda kara haline gelen ova, Pliyosen'de yeniden alçalarak sübsidans özelliği kazanmış, bu dönemde biriken tortullar nedeniyle çökmeler belirginleşmiştir (Ardos, 1984). Kuvaterner'de meydana gelen tektonik hareketler ve genç volkanizma faaliyetleri ovanın güneyinde etkili olmuş, aynı dönemde ova tabanında 300 metreyi bulan alüvyon dolguları bugünkü morfolojisini belirlemiştir (Ketin, 1983). Iğdır Ovası, bu süreçler sonucunda hem alüvyal dolgulu çöküntü ovası hem de sübsidans havzası niteliği kazanmıştır. Aras Nehri ise ovanın kapalı bir çanak olmaktan çıkıp açık depresyona dönüşmesinde önemli rol oynamış, böylece bölge Türkiye'nin önemli açık havzalarından biri haline gelmiştir (Tunçdilek, 1985). Iğdır Fay Zonu ve çevresini kapsayan bölgenin jeoloji haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından yayımlanan raporlar (Tuncay ve Sümengen, 2018; Ergen ve Sümengen, 2018), Jeoloji Mühendisliği Bölümü envanterinde bulunan 1/25.000 ölçekli MTA jeoloji haritalarından toplanan veriler kullanılarak oluşturulmuştur.

Iğdır Fay Zonu Aras Dağları üzerinde şekillenen kraterlerin morfolojik gelişimini de kontrol etmektedir. Özellikle Çarsela Krateri ve Bendemurat Krateri en belirgin örnekleridir (Öztürk ve Zorer, 2024). Iğdır Fay Zonu ve yakın civarının jeolojisine bakıldığında neotektonik volkanizmanın kaynak alanı olarak nitelendirilen Zor Dağı ve Dumanlı Dağı'na ait Holosen-Pliyosen

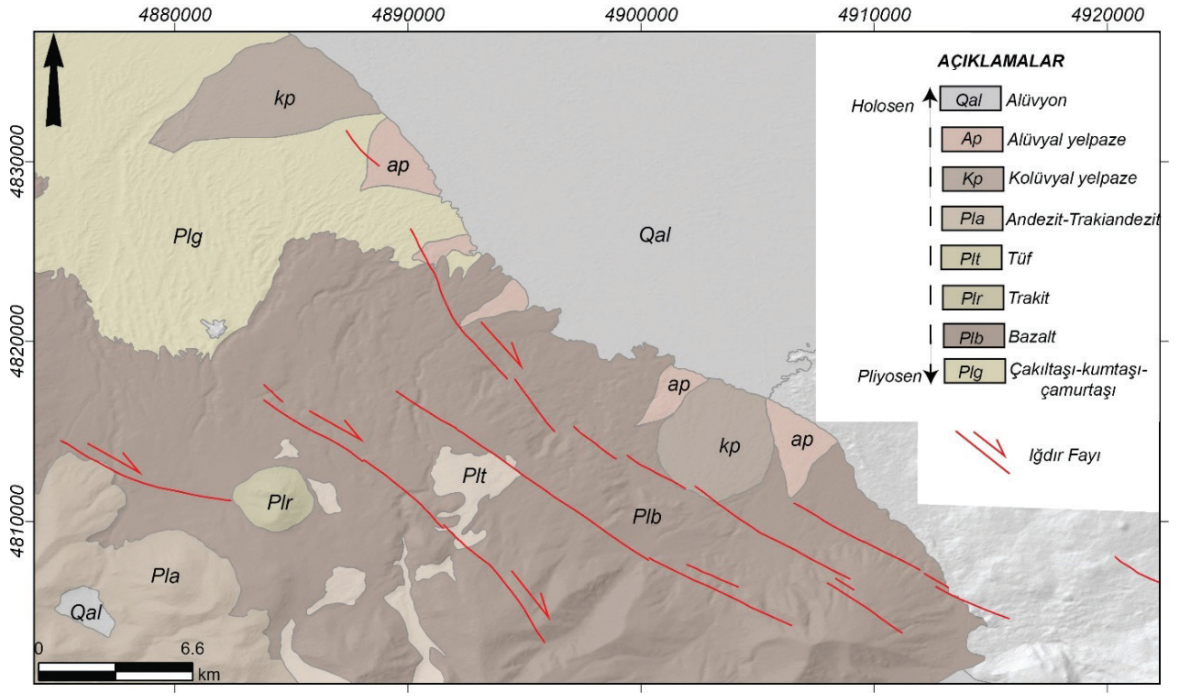
yaş aralığında volkanik ürünler görülmektedir (Şaroğlu, 1985; Gürbüz ve Şaroğlu, 2019) (Şekil 4). Çalışma alanının orta ve güneydoğu kesiminde yaygın olarak bazalt birimi yer alırken, kuzeybatı kesiminde çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı birimi yer almaktadır (Şaroğlu, 1985). Iğdır Fay Zonu'nın güneybatı kesiminde ise andezit-trakiandezit ürünleri bulunmaktadır. Fayın kuzeydoğu kesimi ise alüvyal ve kolüvyal yelpazeleri oluşturmuştur (Ketin, 1983; Ardos, 1984).

Iğdır Fay Zonu üzerinde adlandırılan segmentlerde morfolojik olarak gözlenen tün neotektonik belirteçler haritalanmıştır. Segment üzerinde gözlenen ötelenmiş dereler, başı kesik dereler ve sırt ötelenmeleri ölçülmüştür (Şekil 5 ve 6). Iğdır Fay Zonu'nun denetlediği akaçlama sistemi genellikle fay boyunca doğrultu değiştirme, kırılma veya sıçramalar gösterirken, denetlenen alt havzalarda ise fayın eğim atım bileşeni nedeniyle tiltlenme ve çöküntü alanları gözlenmektedir. Özellikle akaçlama sisteminde gözlenen ani sapma ve basamaklı yapı bunu doğrulamaktadır (Şekil 5 ve 6).



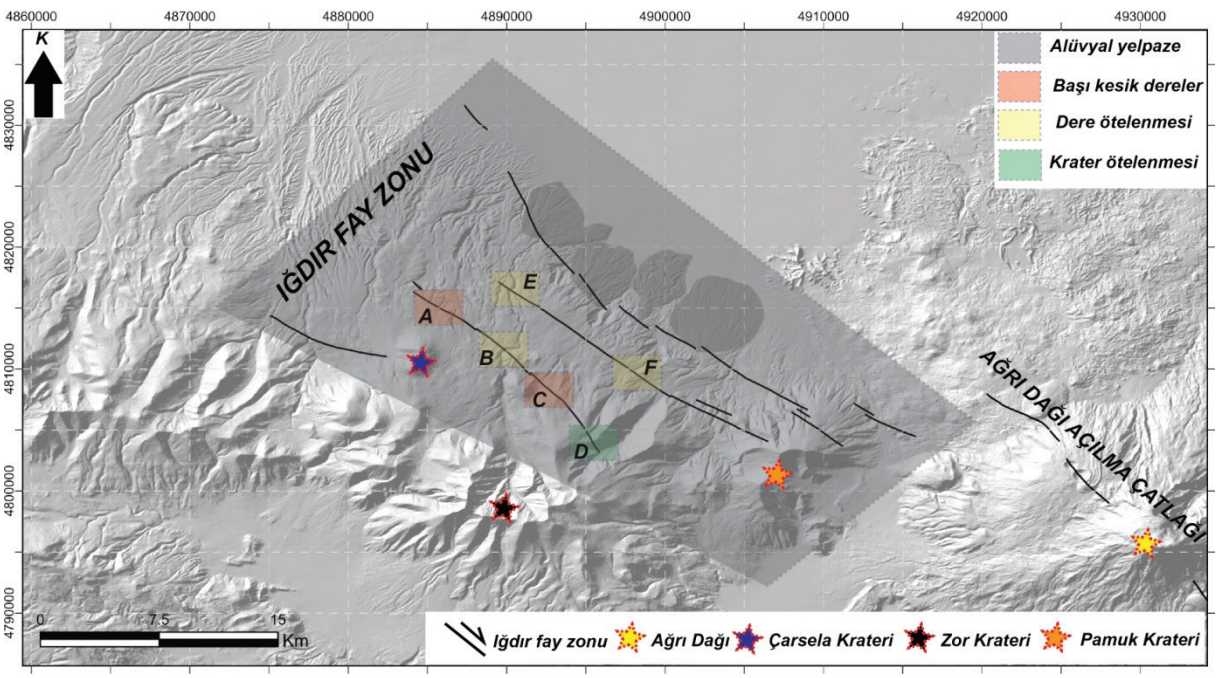

**Şekil 3.** Iğdır Fay Zonu'nın TDFH üzerindeki görünümü ve adlandırılmış geometrik segmentleri (Emre vd., 2012'den alınmıştır).

***Figure 3**. Tectonic framework of the Iğdır Fault Zone (IFZ) and its designated geometric segments on the Active Fault Map of Turkey (from Emre et al., 2012).*



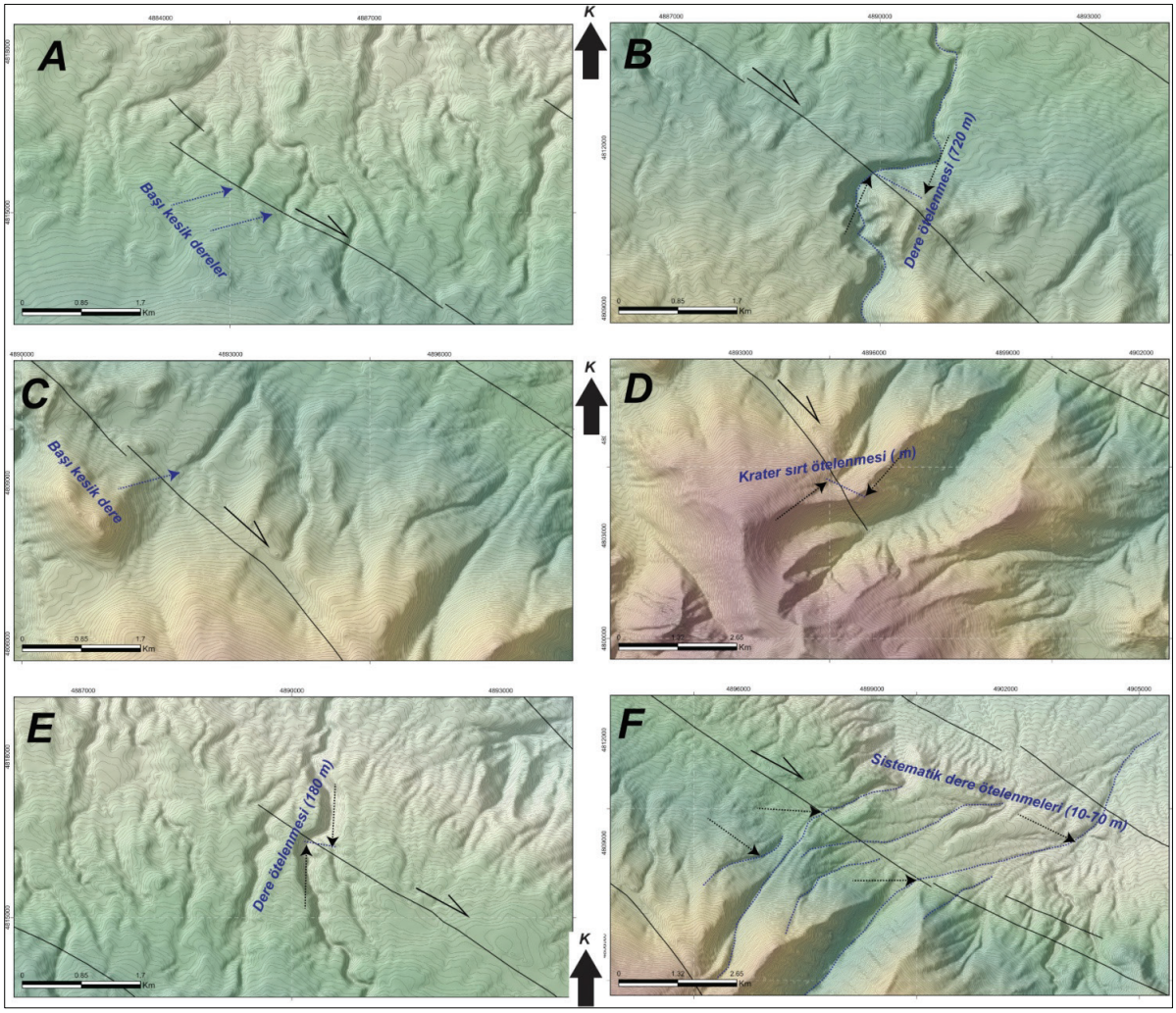

**Şekil 4.** Çalışma alanı ve yakın civarının jeoloji haritası ((MTA 1/500.000 ve 1/100.000 ölçekli jeoloji haritalarından değiştirilerek hazırlanmıştır) (Tuncay ve Sümengen, 2018; Ergen ve Sümengen, 2018).

***Figure 4.*** *Geological map of the study area and its surroundings (modified from MTA 1:500,000 and 1:100,000 scale geological maps) (Tuncay & Sümengen, 2018; Ergen & Sümengen, 2018).*




**Şekil 5.** Iğdır Fay Zonu'nun morfotektonik haritası

***Figure 5.*** *Morphotectonic map of the Iğdır Fault Zone.*




**Şekil 6.** Iğdır Fay Zonu üzerinde gözlenen morfotektonik belirteçler **A, C)** başı kesik dereler, **B, E)** 720 metrelik dere ötelenmesi, **D)** Krater sırt ötelenmesi, **F)** Sistematik ötelenmeler.

***Figure 6.*** *Observed morphotectonic markers on the Iğdır Fault Zone:* ***A, C)*** *Beheaded streams;* ***B, E)*** *720-meter stream offset;* ***D)*** *Crater ridge offset;* ***F)*** *Systematic offsets.*

Iğdır Fay Zonu'nun (IFZ) kuzeydoğu kesimlerinde alüvyal yelpazelerin fay ile dokanağı net bir şekilde gözlenmekteyken fayın güneybatı kesimlerinde yer alan S12-S18 segmentleri arasında kalan kesim üzerinde başı kesik dereler, dere ve sırt ötelenmeleri belirgindir (Şekil 6). Özellikle S17 segmenti üzerinde yaklaşık 720 metrelik dere ötelenmesi mevcuttur (Şekil 6B). Zor Krateri'nin akma hattı boyunca oluşan bir sırt üzerinde ise 450 metrelik bir ötelenme ölçülmüştür (Şekil 6D). IFZ'nin orta kısmında yer alan S13 segmenti üzerinde 10-70 metre aralığında sistematik dere ötelenmeleri mevcuttur (Şekil 6F).

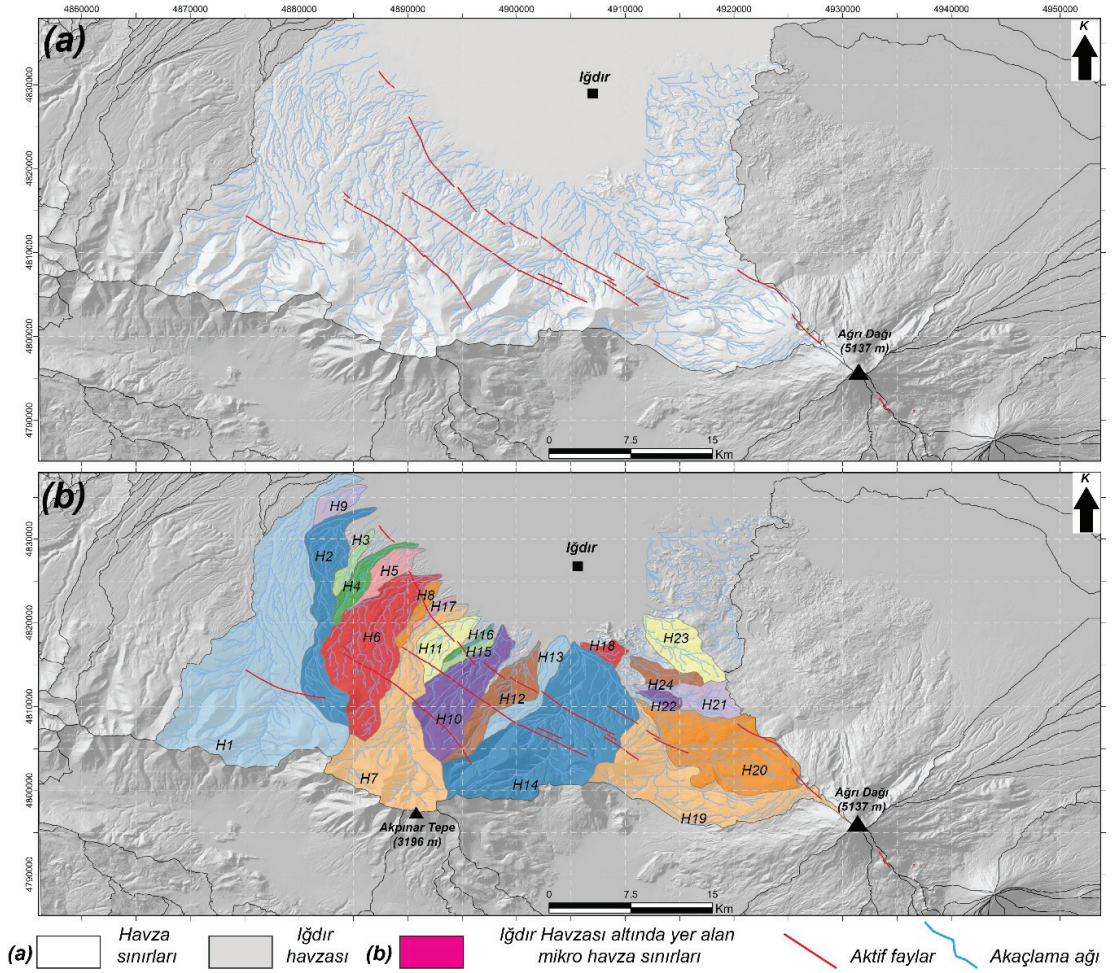
## YÖNTEM ve BULGULAR

Aktif fayların incelenmesinde kullanılan morfometrik indekslerin temel amacı, yeryüzü şekli özelliklerini analiz ederek tektonik aktiviteyi niceliksel olarak değerlendirmektir. Bu indeksler,

aktif deformasyon bölgelerini belirlemek, göreceli fay aktivitesini değerlendirmek ve morfolojiyi şekillendiren tektonik süreçleri çıkarmak için kullanılan kanıtlardır (Bull, 1977; Keller,1986; Mayer,1986; Keller ve Pinter, 2002). Morfometrik indeksler, tektonik süreçler, yükselme oranları ve fay aktivitesi hakkında bilgi sağlar ve bu da söz konusu yöntemi büyük ölçekli analizler için verimli kılar (Strahler, 1952; Bull ve McFadden, 1977; Keller vd., 2000; Azor vd., 2002; Keller ve Pinter, 2002; Gürbüz ve Gürer, 2008; Font vd., 2010; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Yıldırım, 2014; Özsayın, 2016; Sağlam Selçuk ve Düzgün, 2017; Mutlu, 2022; Mutlu vd., 2024). Morfolojik evrim, büyük ölçüde aktif tektonik hareketler ile yüzey süreçleri arasındaki ilişkiye dayanmaktadır (Mayer, 1986). Fay/fay zonları tarafından kontrol edilen yeryüzü şekilleri dikkate değer jeomorfik belirteçler sunar. Morfometrik indisler, farklı fay tiplerinin (normal faylar, bindirme fayları ve doğrultu atımlı faylar) tektonik aktivitelerini ve morfolojik etkilerini değerlendirmede kullanılmaktadır. Bu indisler, fayların çevresindeki topografya ve drenaj sistemlerinin analiz edilmesine olanak tanıyarak, fayların deformasyon özelliklerini nicel olarak ortaya koyar. Genel olarak eğim atımlı faylar üzerinde uygulanan morfometrik indislerin (Vf, AF, YP, HI) doğrultu atımlı faylar üzerindeki kullanımı da oldukça yaygındır. Özellikle küresel ölçekte büyük doğrultu atımlı faylar üzerinde hem de ülkemizin iki ana tektonik unsuru olan Doğu Anadolu Fay Zonu ve Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde bu indisler uygulanmış ve göreceli tektonik aktivite ortaya konulmuştur (Bull ve McFadden, 1977; Gürbüz ve Görer, 2008; Sançar vd., 2011; Sarp ve Düzgün, 2012; Khalifa vd.,2018; Balkaya vd., 2021). Bu indisler içerisinde kullanımı daha az olan Yüzey Pürüzlülüğünün de (YP) doğrultu atımlı fay sistemi üzerindeki uygulamaları bulunmaktadır (Bistacchi vd., 2011; Diercks vd., 2023). Bu çalışmada kullanılan YP değeri Iğdır Fay Zonu'nun normal bileşen özelliklerini de ortaya koymaktadır.

Özellikle Doğu Anadolu Kısalma Bloğu gibi tektonik açıdan aktif olan orojenik bölgede belirgin yüzey şekilleri dağ ceplerinde oldukça belirgindir. Bu çalışmada Aras Nehri'ni güneyde sınırlayan Aras Dağlarının bir parçası olan Zor Dağı'nın kuzeydoğu cephesinde birbirine parelel 5 kol halinde bulunan sağ yanal doğrultu atımlı ve açılma bileşeni de (normal fay) bulunan Iğdır Fay Zonu üzerinde morfometrik analiz gerçekleştirilmiştir.

Iğdır Fay Zonu'nın morfolojik özelliklerini incelemek ve morfometrik analizlerini gerçekleştirmek amacıyla, çalışma alanı için eş yükselti eğrileri (izohips) ile 10 metre çözünürlüğe sahip sayısal yükseklik modeli (SYM) ArcMap yazılımı kullanılarak oluşturulmuştur. Bu model temel alınarak, bölgenin drenaj havzaları ve akarsu ağı detaylı bir şekilde haritalanmıştır. Analizlerin gerçekleştirildiği havza Iğdır Fay Zonu denetimi altındadır. (Şekil 7). Bölge genelinde en alçak depresyon alanlarından biri olan Iğdır Havzası içerisinde konumlanan Iğdır Ovası yaklaşık 840 metre yükseltiye sahiptir. Küçük Kafkas Tektonik Bloğu'nun orta kısmında yer alan Iğdır Ovası iki ana morfolojik ünite arasında kalmaktadır. Ovanın güneyinde tektono-volkanik bir yükselime karşılık gelen (Keskin, 2007; Şengör ve Kidd 1979) Aras Dağları olarak nitelendirilen (Durak, Dumanlı, Mamzi ve Zor Dağları) yüksek dağlık kütle yer alırken Iğdır Havzası ve ovasını kuzeyde sınırlayan ünite ise Aras Nehri'dir. Iğdır Fay Zonu denemtiminde yer alan Iğdır Havzası 24 adet mikro havzaya ayrılmış ve morfometrik indisler bu mikro havzalar üzerinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 7).Sayısal yükseklik modeli, drenaj havzaları ve akarsu ağlarına bağlı olarak çalışma alanında Yüzey Pürüzlülüğü (SR), Hipsometrik Integral (HI), Havza Asimetri Faktörü (AF), Dağ Önü Kıvrımlılığı (Smf) ve Vadi Tabanı Genişliğinin Vadi Yüksekliğine Oranı indisleri ArcMap yazılımı ve GRASS GIS 6.0.x program ile çalışan farklı araçlar ile analiz edilmiştir.



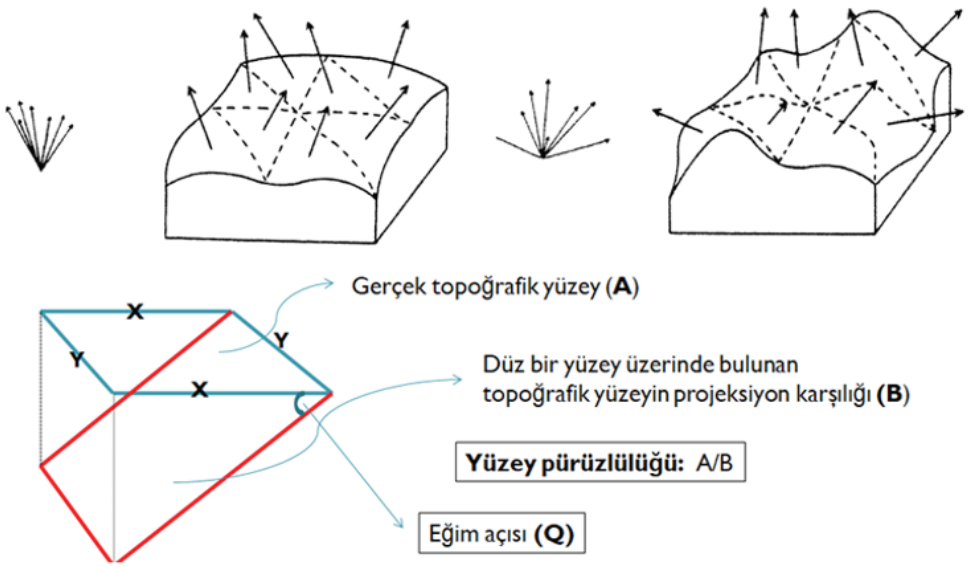

**Şekil 7.** Çalışma alanı içerisinde analize dahil edilen akarsu ve mikro havzalar.
***Figure 7.*** *Rivers and basins included in the analysis within the study area.*

## Yüzey Pürüzlülüğü

Yüzey pürüzlülüğü (YP), bir yüzeyin tamamen düz olmaktan ne kadar saptığını ölçer. Bu ölçütte, düzlemsel yüzeyler 1'e yakın değerlerle ifade edilirken, düzensiz yüzeyler ise daha yüksek değerlerle ayırt edilir. Büyük ölçüde topoğrafik kesik, açılma ve yarılmaya duyarlı olan yüzey pürüzlülüğü, akarsuların aşındırma derecesinin artmasıyla birlikte yükselir (Pike ve Wilson, 1971; Hobson, 1972; Day, 1979; Andreani vd., 2014; Grohmann, 2004a ve b; Andreani ve Gloaguen, 2016; Zebari vd., 2019). Aktif faylar tarafından kontrol edilen topoğrafya bu indis ile kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Zebari vd., 2019). Yüzey pürüzlülüğü, aşağıdaki denklem kullanılarak hesaplanır (Hobson, 1972; Grohmann, 2004a ve b):

$$YP = \frac{TS}{FS}$$

Burada, TS gerçek topoğrafik yüzeyin alanını (m²), FS ise bu yüzeyin düzlemsel bir yüzeye izdüşümünün alanını (m²) ifade eder (Şekil 8). Yüzey pürüzlülüğü değeri 10*10 m çözünürlüğe sahip sayısal yükseklik modeli üzerinde GRASS GIS 6.0.x program kullanılarak hesaplanmıştır (Grohmann, 2004a ve b; GRASS Development Team, 2009; Grohmann ve Riccomini, 2009).

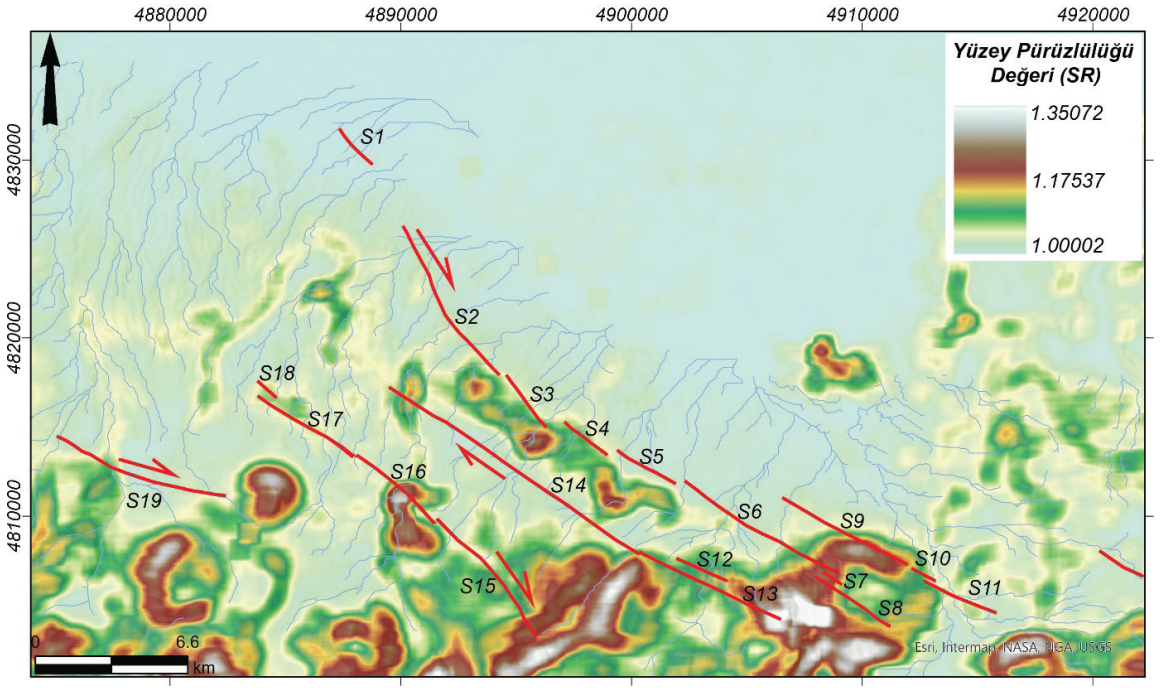



**Şekil 8.** Yüzey Pürüzlülüğü formülünü ifade eden şematik kesit (Grohman vd., 2011'den değiştirilerek alınmıştır).
***Figure 8.*** *Schematic cross-section representing the Surface Roughness formula (modified from Grohman et al., 2011).*

Bu çalışmada Iğdır Fay Zonu'nın tüm segmentleri üzerinde Yüzey Pürüzlülüğü değerleri hesaplanarak YP haritası oluşturulmuştur (Şekil 9 ve 10). Bu değerler 1,00002 ila 1,35072 arasında değişmektedir. Iğdır Fay Zonu'nın kuzey ve kuzeybatı segmentleri düşük YP değeri verirken fayın güney ve güneydoğu segmentleri oldukça yüksek değerler sunmaktadır. Özellikle orta segment ve kuzeybatı segmenti arasında kalan alanda YP değerleri belirgindir. Elde edilen en yüksek YP değerleri Iğdır Fay Zonunın güneydoğusunda yer alan Pamukdağı, Elmagöl, Kavaktepe, Gülpınar ve Çilli köyleri civarındadır (S12-S13-S6-S7-S8-S9-S10 segmentleri) (Şekil 9). Bu segmentler arasında 1,3'e yakın değerler sunan YP'nin fay izi boyunca sağa doğru devam ettiği de oldukça belirgindir. Özellikle bu alanda akarsu aşındırma gücünün zayıf olması fayın topoğrafya üzerindeki etkisini net bir şekilde göstermektedir (Şekil 9) YP değerlerine göre Iğdır Fay Zonu'nın güneydoğu segmentleri göreceli olarak diğer segmentlere nazaran deformasyonu daha fazla biriktirmiştir (Şekil 9 ve 10). YP indisi ayrıca S16 ile S14 segmentleri arasında yaklaşık 8 km uzunluğunda ani bir düşüş göstererek 1'e yakın değerler sunmaktadır. İki segment üzerinde pürüzlü yüzey sergileyen topoğrafyanın bu iki segment arasında bir alçalma göstermesi ve düz bir yüzey haline gelmesi Iğdır Fay Zonu'nun normal bileşen karakteri sergilediğini doğrulamaktadır. Segmentler arasında gözlenen bu değişim aynı zamanda fay zonunun gevşeyen büklüm yapısını kazandığını da nicel olarak doğrulamaktadır.

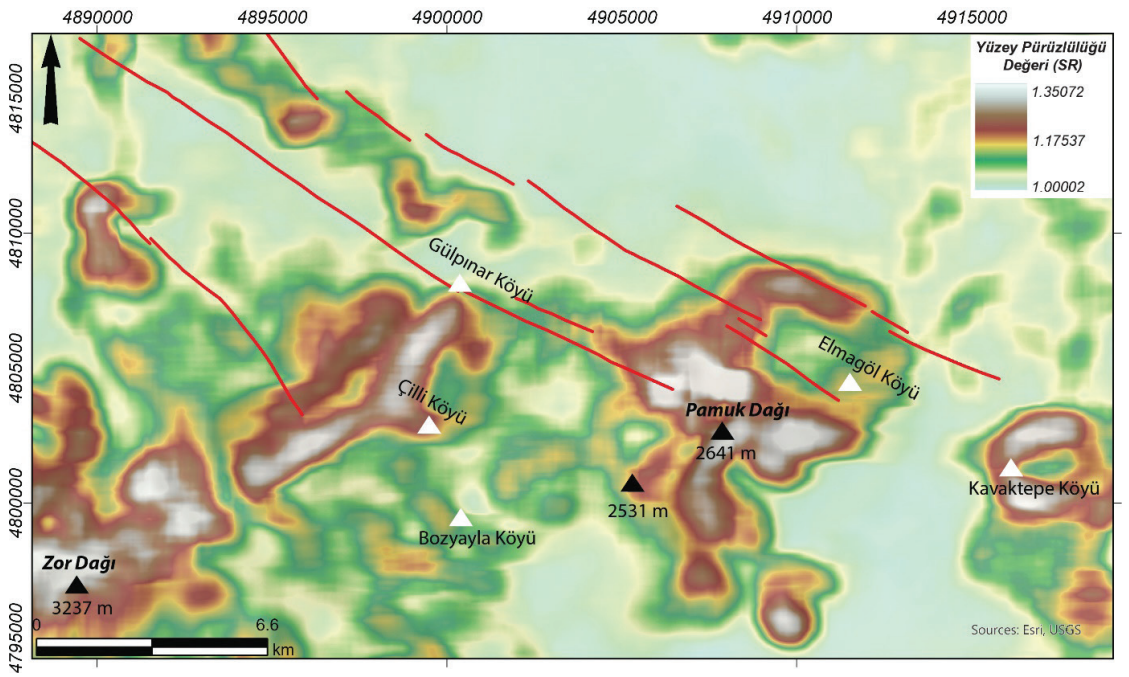
## Hipsometrik Integral

Farklı yüksekliklerdeki alan dağılımını ifade eden Hipsometri, Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral kullanılarak belirlenir (Strahler, 1952; Schumm, 1956). Hipsometrik Eğri belirli bir yüksekliğin altında kalan alanın göreceli oranını temsil ederken, Hipsometrik İntegral Hipsometrik Eğrinin altındaki altındaki alana karşılık gelir ve iç bükey, dışbükey ve S şekilli eğri olarak tanımlanır (Pike ve Wilson, 1971; Keller ve Pinter, 2002). HI şu denklemle hasaplanabilmektedir (Perez-Pena vd., 2009a ve b).




**Şekil 9.** Iğdır Fay Zonu ve yakın çevresinin YP haritası.

***Figure 9.*** *Surface Roughness (SR) map of the Iğdır Fault and its surroundings.*



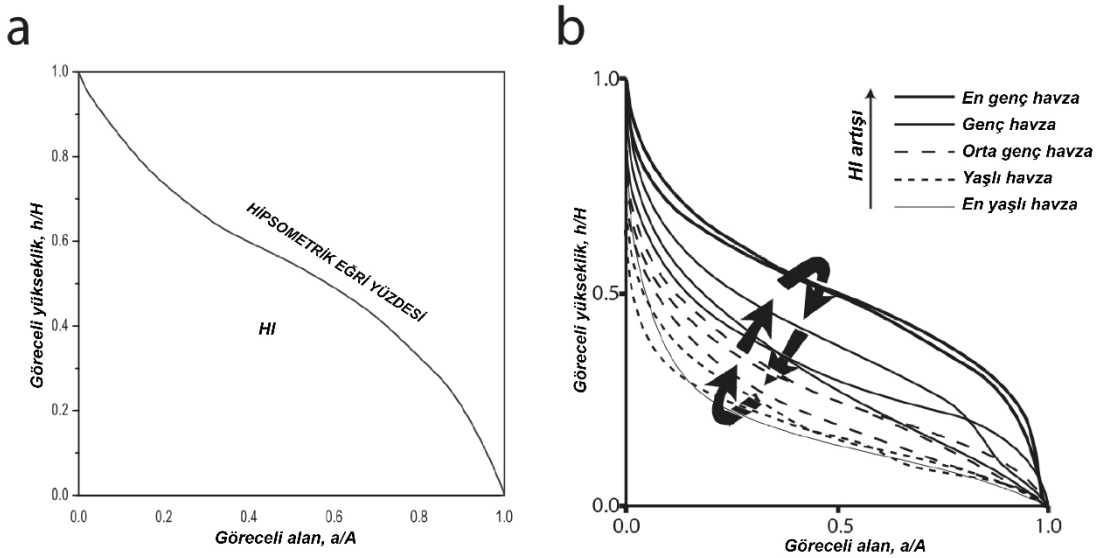

**Şekil 10.** Çalışma alanında elde edilen en yüksek YP değerleri.

***Figure 10.*** *Highest Surface Roughness (SR) values obtained in the study area.*

$$HI = \frac{Ortalama\ Yükseklik - Minimun\ Yükseklik}{Maksimum\ Yükseklik - Minimum\ Yükseklik}$$

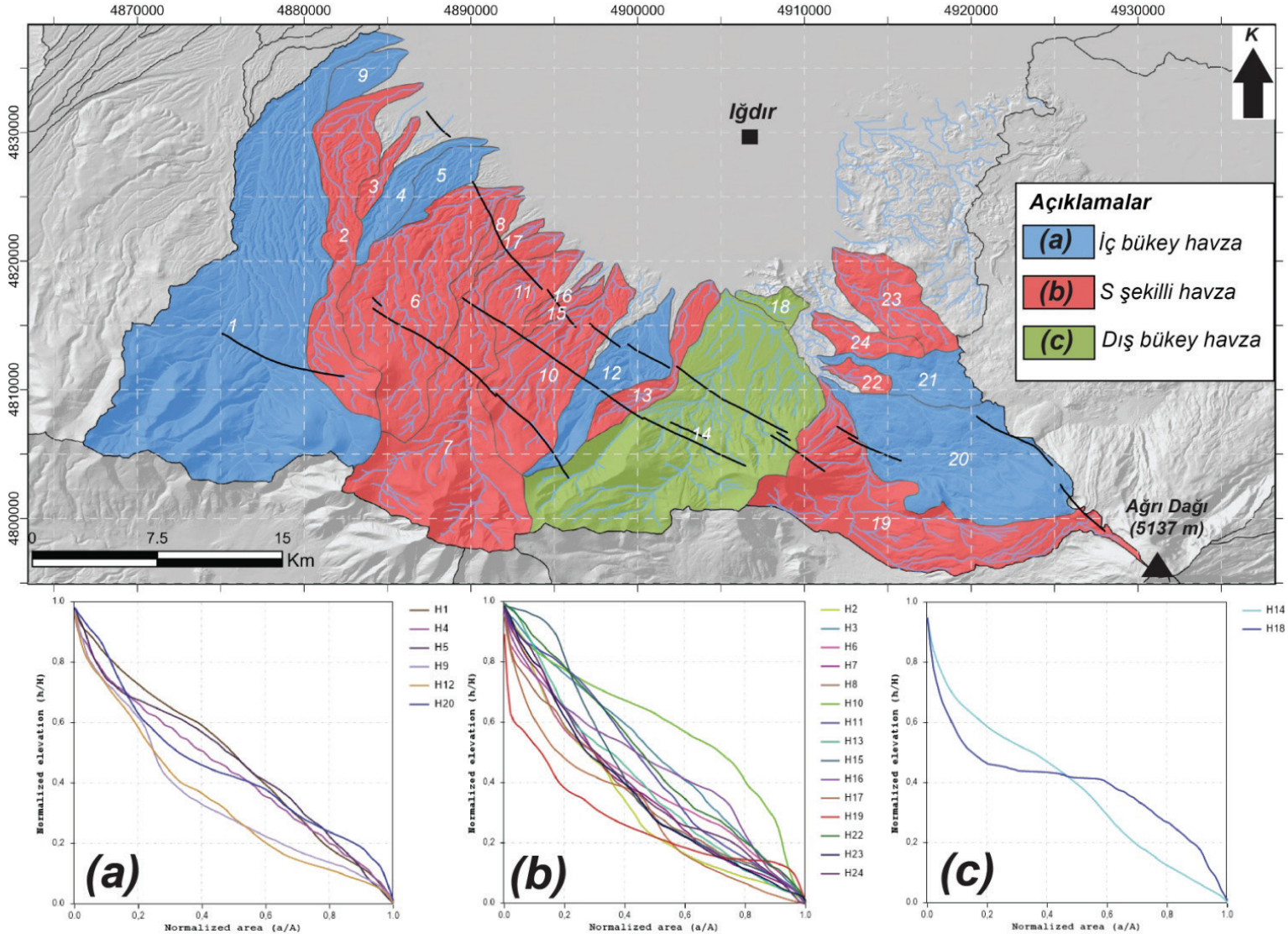
Topoğrafyayı karakterize etmede güçlü bir araç olarak kullanılan HI ve HE (Şekil 10) topoğrafyanın jeomorfik evrim aşamalarını ortaya koyar (Strahler, 1952). İçbükey Hipsometrik Eğriler genç bir havzayı, S şekilli eğriler olgun bir havzayı ve dışbükey eğriler ise peneplen aşaması ile ilişkilendirilen havzaları temsil etmektedir (Şekil 11a ve b). Yükselme hızıyla pozitif bir korelasyon gösteren HI ise üçe ayrılmaktadır: (HI>0,5): Genç havza, (HI<0,3): Yaşlı havza, 0,3<HI<0,5: Havzanın oluşumunu tamamladığını göstermektedir. Iğdır Fay Zonu üzerinde yer alan alt havzaların HI ve HE ArcGIS yazılımı destekli çalışan CalHypso programı (Pérez-Peña vd., 2009a ve b) ile hesaplanmıştır.

Iğdır Fay Zonu üzerinde yer alan toplam 24 adet havza üzerinde hipsometrik eğri ve hipsometrik integral değeri hesaplanmıştır (Şekil 12). Iğdır Fay Zonu'nın denetlediği alt havzaların Hipsometrik eğrilerine bakıldığında; 7 adet havzanın iç bükey ve HI değerlerinin 0.5'ten büyük olduğu görülmektedir. Bu alt havzalar genel olarak Iğdır Fay Zonu'nın kuzeybatı ve güneydoğu segmentleri tarafından kontrol edilmektedir (Şekil 12). 15 adet havzanın S şekilli olduğu ve bu havzaların ise Iğdır Fay Zonu'nın orta ve güneydoğu segmentleri üzerinde görülmekteyken, iki adet dış bükey havzanın ise orta kesimde olduğu görülmektedir (Şekil 13). Fay genelinde en yüksek HI değerleri ve iç bükey ve S şekilli eğriler S13-S21-S12-S16-S7-S26-S27-S24 ve S21 havzaları üzerindedir. HI değerlerine genel olarak bakıldığında heterojen bir dağılım sunduğu görülmektedir (Çizelge 1). Göreceli olarak bir değerlendirme yapıldığında Iğdır Fay Zonu'nın güneydoğu ve kuzeybatı segmentleri tarafından kontrol edilen alt havzaların daha genç olduğu söylenebilir.



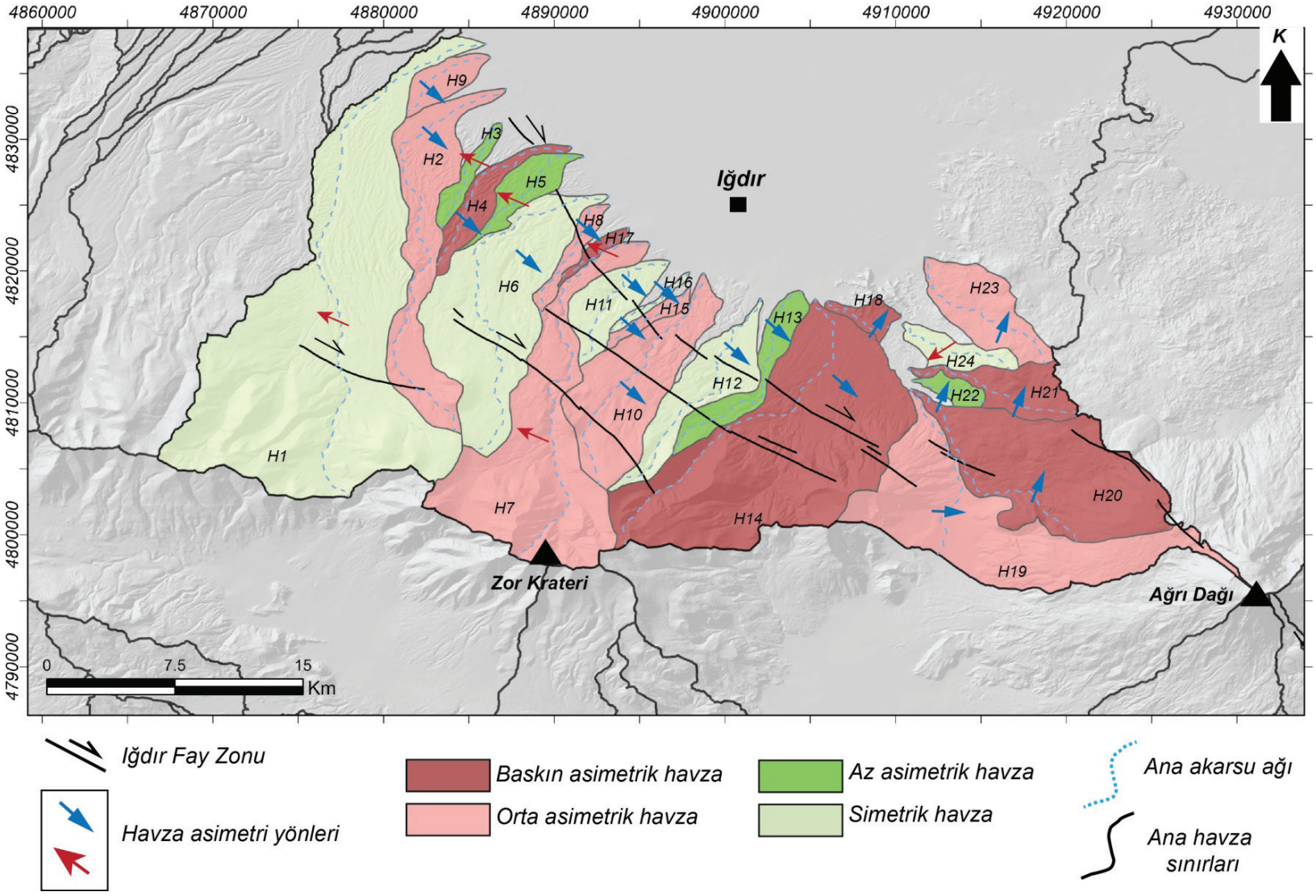

**Şekil 11. a)** Hipsometrik Eğri (Strahler, 1952), **b)** Hipsometrik Eğri değişimleri grafiği (Ohmori, 1993; Perez-Pena vd., 2009).

***Figure 11. a)*** *Hypsometric Curve (Strahler, 1952),* ***b)*** *Graph of Hypsometric Curve variations (Ohmori, 1993; Perez-Peña et al., 2009).*




**Şekil 12.** Iğdır Fay Zonu üzerinde yer alan alt-havzalara ait hipsometrik eğri ve integral değerleri

***Figure 12.*** *Hypsometric curves and integral values of sub-basins located along the Iğdır Fault.*




**Şekil 13.** Iğdır Fay Zonunun denetlediği alt-havzalara ait drenaj havzası asimetrisi.

***Figure 13.*** *Drainage basin asymmetry of sub-basins located along the Iğdır Fault.*

**Havza Asimetri Faktörü (AF)**

Havzanın yapısal ve morfolojik özelliklerini anlamak için kullanışlı bir indis olan Havza Asimetri Faktörü (AF) tektonik kaynaklı eğilimleri belirlemek için kullanılan en basit yöntemlerden biridir (Pérez-Peña vd., 2010; Giaconia vd., 2012; Hare ve Gardner, 1985; Keller ve Pinter, 2002). Bölgesel tektonik deformasyon veya lokal deformasyon süreçlerinden etkilenen havzalar, belirgin desenler, yönelimler ve geometrik özellikler sergiler. Bu belirteçler ile tektonik etkiye bağlı olarak ortaya çıkan eğimlenme belirlenmektedir. AF değerleri, ArcGIS 10.1'deki Raster Hesaplayıcı (Raster Calculator) aracı kullanılarak hesaplanmıştır. AF şu denklemle hasaplanabilmektedir: (Pérez-Peña vd., 2010; Giaconia vd., 2012; Hare ve Gardner, 1985; Keller ve Pinter, 2002).

$$AF = 100\frac{(Ar)}{(At)}$$

Burada (Ar) alt drenaj havzasının sağ tarafında kalan alan iken (At) ise alt drenaj havzasının toplam alanı olarak ifade edilmektedir. Drenaj havzası üzerinde tektonizma kökenli bir deformasyon veya tiltlenme var ise AF değeri "AF>50<AF" arasında olacaktır (Cox, 1994). Bu sınıflandırmanın dışında bazı araştırmacılar AF indisinin mutlak fonksiyonunun da sınıflandırmaya dahil edileceğini ifade etmişlerdir (Perez-Peña vd., 2010; Giaconia vd., 2012). Bu sınıflamada AF değeri dört alt sınıfa ayrılmaktadır. (i) AF>15: baskın asimetrik, (ii) 10<AF<15: orta asimetrik, (iii) (5<AF<10: az asimetrik, (v) AF<5: simetrik havza olarak sınıflandırılmaktadır. AF değeri 24 alt havza üzerinde hesaplanmıştır (Çizelge 1). Havza asimetri indis analizinde çalışma alanında 6 adet alt havzanın baskın asimetrik havza, 8 adet alt havzanın ise orta asimetrik havza olduğu görülmektedir (Şekil 13). Baskın ve orta asimetrik havzalar genel olarak Iğdır Fay Zonu'nın orta ve güneydoğu kesiminde bulunan segmentler üzerinde yer almaktadır. Havza asimetri faktörü litoloji faktörüne bağlı olarak da değişmektedir. Dolayısı ile Iğdır Fay Zonu'nın baskın ve orta asimetrik havzaları çakıltaşı-kumtaşı ve çamurtaşı biriminden oluşmakta iken az simetrik havzalar genel olarak bazalt biriminden oluşmaktadır. Bu durum tektonizma ile birlikte litoloji kaynaklı da olabilmektedir. Özellikle Iğdır Fay Zonu'nun güneydoğusunda yer alan baskın ve orta asimetrik havzaların litolojisi bazalttan oluşmaktadır. Göreceli olarak çalışma alanındaki formasyonlara nazaran en dayanıklı birimi oluşturan bazalt temelli havzalarda elde edilen AF değerleri çalışma alanının güneydoğusunun daha fazla deformasyon biriktirdiğini göstermektedir (S8, S24, S25, S28, S32 havzaları) Çalışma alanında geriye kalan 10 alt havza ise az simetrik ve simetrik havza niteliği taşımaktadır. Bu havzalar heterojen bir dağılım sergilemekle birlikte coğunluğu Iğdır Fay Zonu'nın kuzeybatı kesiminde yer almaktadır. (Şekil 13). Iğdır Fay Zonu denetiminde yer alan 24 adet alt havzanın asimetri yönleri güneydoğu yönündedir. Havzalar üzerinde gerçekleşen deformasyon ve eğimlenme sağ yanal doğrultu atımlı karakterin baskın olduğunu göstermektedir. Sağ yanal asimetri yönleri Iğdır Fay Zonu'nun orta kısmında yer alan segmentleri üzerinde hâkim olarak görülmekteyken Aras Dağları'nın en güneyini temsil eden Pamuk Krateri ile Ağrı Dağı arasında kalan mikro havzaların asimetri yönleri kuzey ve kuzeydoğuya doğrudur. Iğdır Fay Zonu denetiminde yer alan doğu kısımdaki baskın ve orta asimetrik özellik gösteren bu havzaların asimetri yönündeki farklılığı mikro havzaların bölgedeki açılma rejimi altında olduğunu göstermektedir. Ağrı Dağı açılma çatlağının yol açtığı bu yönelme topoğrafyadaki ani düşüş ile de karakterize olup Iğdır İli ile Doğubayazıt arasında bir koridor oluşturmuştur.

**Dağ Önü Kıvrımlılığı (Smf)**

Bir dağ önü kuşağındaki morfotektonik aktiviteyi anlamak için kullanılan bir parametre olan

Smf indisi; dağ önü çizgisinin düzlüğünü veya kıvrımlılığını ölçerek, tektonik aktivite düzeyi hakkında bilgi vererek aktif fayların etkisiyle oluşan dağ önü kuşaklarının jeomorfolojik değerlendirilmesinde kullanılmaktadır (Bull ve McFadden, 1977; Keller ve Pinter, 2002). Smf şu denklemle hesaplanabilmektedir.

**Çizelge 1.** Çalışma alanında alt havzalara uygulanan HI ve AF indis değerleri.

***Table 1.*** *HI and AF index values applied to sub-basins in the study area.*

| Havza adı | HI | AR | AT | AF |
|---|---|---|---|---|
| Havza_1 | 0,501 | 75,12207 | 158,086 | 47,51974 |
| Havza_2 | 0,330 | 23,39594 | 37,40802 | 62,54257 |
| Havza_3 | 0,440 | 1,964038 | 4,582665 | 42,85799 |
| Havza_4 | 0,512 | 6,652047 | 9,476481 | 70,19533 |
| Havza_5 | 0,509 | 3,911483 | 8,724356 | 44,83407 |
| Havza_6 | 0,347 | 29,32953 | 57,42767 | 51,07213 |
| Havza_7 | 0,397 | 25,33798 | 66,17368 | 38,29012 |
| Havza_8 | 0,375 | 3,132032 | 4,985617 | 62,82135 |
| Havza_9 | 0,588 | 4,340085 | 6,870606 | 63,16887 |
| Havza_10 | 0,453 | 22,56267 | 36,19853 | 62,33035 |
| Havza_11 | 0,419 | 6,511904 | 12,95017 | 50,28431 |
| Havza_12 | 0,500 | 10,29788 | 20,44208 | 50,37588 |
| Havza_13 | 0,340 | 6,993484 | 12,24976 | 57,09076 |
| Havza_14 | 0,298 | 82,64589 | 101,7834 | 81,19781 |
| Havza_15 | 0,379 | 1,982612 | 3,212086 | 61,72352 |
| Havza_16 | 0,357 | 0,929401 | 1,696513 | 54,78305 |
| Havza_17 | 0,399 | 0,751643 | 2,225466 | 33,77465 |
| Havza_18 | 0,271 | 2,743817 | 3,847646 | 71,31158 |
| Havza_19 | 0,449 | 36,70887 | 60,70901 | 60,46692 |
| Havza_20 | 0,582 | 48,43149 | 54,8915 | 88,23132 |
| Havza_21 | 0,511 | 8,952825 | 12,84543 | 69,69659 |
| Havza_22 | 0,364 | 2,038212 | 3,518588 | 57,92699 |
| Havza_23 | 0,392 | 11,10455 | 18,47352 | 60,11065 |
| Havza_24 | 0,395 | 3,36998 | 7,285068 | 46,25873 |

$$Smf = \frac{(Lm)}{(Ls)}$$

Burada:

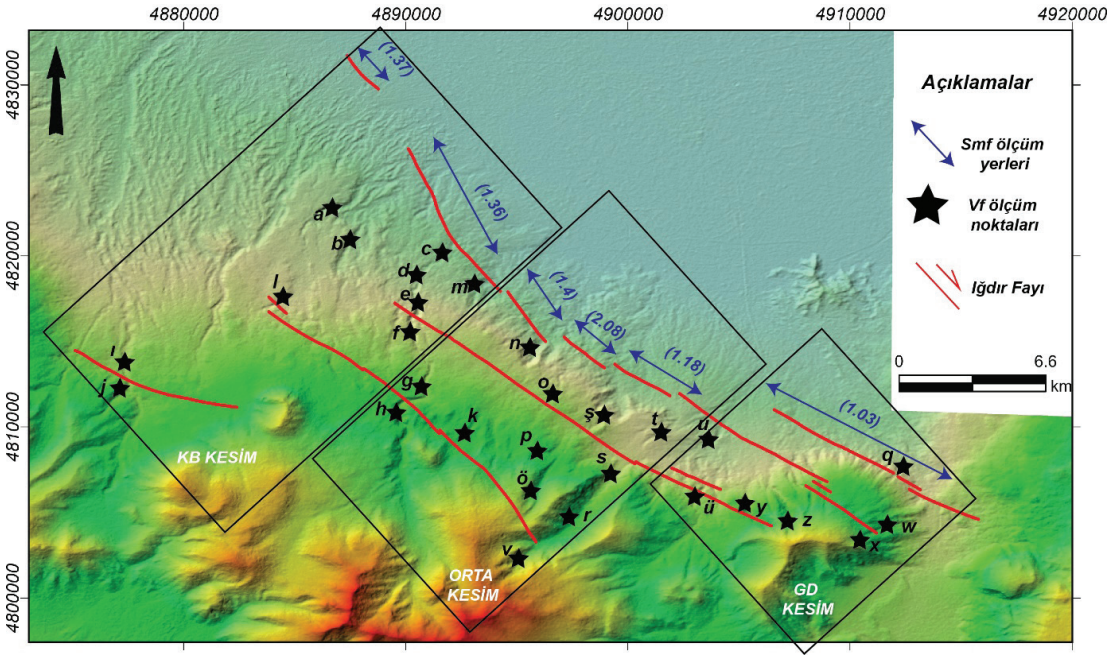
- $L_m$: Dağ önü kuşağının gerçek uzunluğu (eğrisel veya kıvrımlı uzunluk),
- $L_s$: Dağ önü kuşağının düz uzunluğu (dağın tabanını temsil eden çizginin iki uç noktası arasındaki doğrusal mesafe) olarak ifade edilmektedir.

Smf değerinin 1 olması durumunda; dağ önü kuşağı tamamen düzdür, bu da genellikle yüksek tektonik aktivitenin bir göstergesidir. Smf değerinin 1'den büyük olması durumu ise dağ önü kuşağını eğrisel hale getirir, bu durum ise tektonik aktivitenin azalması veya erozyon süreçlerinin baskın hale gelmesiyle ilişkilendirilmektedir (Rockwell vd., 1985), Keller ve Pinter, 2002; Silva vd., 2003; Bull, 2007; Pérez-Peña vd., 2010). Iğdır Fay Zonu için dağ önü kuşağı sadece kuzeydoğu segmentlerde ölçüme dahil edilebildiği için (topografyada dağlık bölgeden düzlüğe geciş alanları kısıtlı olduğu için) Fayın Iğdır Ovası ile kesiştiği segmentleri için hesaplanabilmiştir (Çizelge 2 ve Şekil 14). IFZ boyunca hesaplanan Smf değerleri 1,03 ila 2,08 arasında değişim göstermektedir. Fayin KB kesiminde elde edilen Smf değerlerinin ortalaması 1,365'tir. Orta kesimden 3 farklı ölçüm yapılmış ve elde edilen ortalama değer 1,55'tir. GD kesimde ise 1,03 Smf değeri elde edilmiştir. Smf değerlerine göre fayın güneydoğu kesiminin göreceli olarak tektonik etkiyi daha fazla yansıttığı görülmektedir.

**Çizelge 2.** Çalışma alanında hesaplanan Smf indis değerleri.

***Table 2.*** *Smf index values calculated in the study area.*

| Lokasyon | Lm | Ls | Smf |
|---|---|---|---|
| KB kesim | 2,659676 | 1,93 | 1,37807 |
| KB kesim | 9,250615 | 6,8 | 1,360385 |
| Orta kesim | 3,101947 | 2,2 | 1,409976 |
| Orta kesim | 5,604066 | 2,69 | 2,083296 |
| Orta kesim | 4,575161 | 3,85 | 1,188353 |
| GD kesim | 8,605325 | 8,3 | 1,036786 |




**Şekil 14.** Iğdır Fay Zonu üzerinde ölçülen Smf ve Vf ölçüm lokasyonları

***Figure 14.*** *Smf and Vf measurement locations along the Iğdır Fault.*

**Vadi Tabanı Genişliğinin Vadi Yüksekliğine Oranı (Vf)**

Vadi morfolojisi, fay hareketleri veya yükselim hızını anlamak için önemli bir kantitatif belirteç olan Vf, vadinin taban genişliğinin (vadinin en alt kısmındaki yatay mesafe) vadinin toplam yüksekliğine (tabandan vadi kenarlarının en yüksek noktasına olan dikey mesafe) oranlanması ile elde edilir (Bull ve McFadden, 1977; Bull 1977). Bu formül, vadinin hem genişlik hem de derinlik özelliklerini dikkate alarak vadinin şekli hakkında bilgi sağlar.

$$Vf = \frac{(2\,x\,Vt)}{((Eld - Esc) + (Erd - Esc))}$$

Vf: Vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı.

Vt: Vadi tabanının genişliği.

Eld: Vadinin sağ yamacının (su bölüm çizgilerinin) yüksekliğini

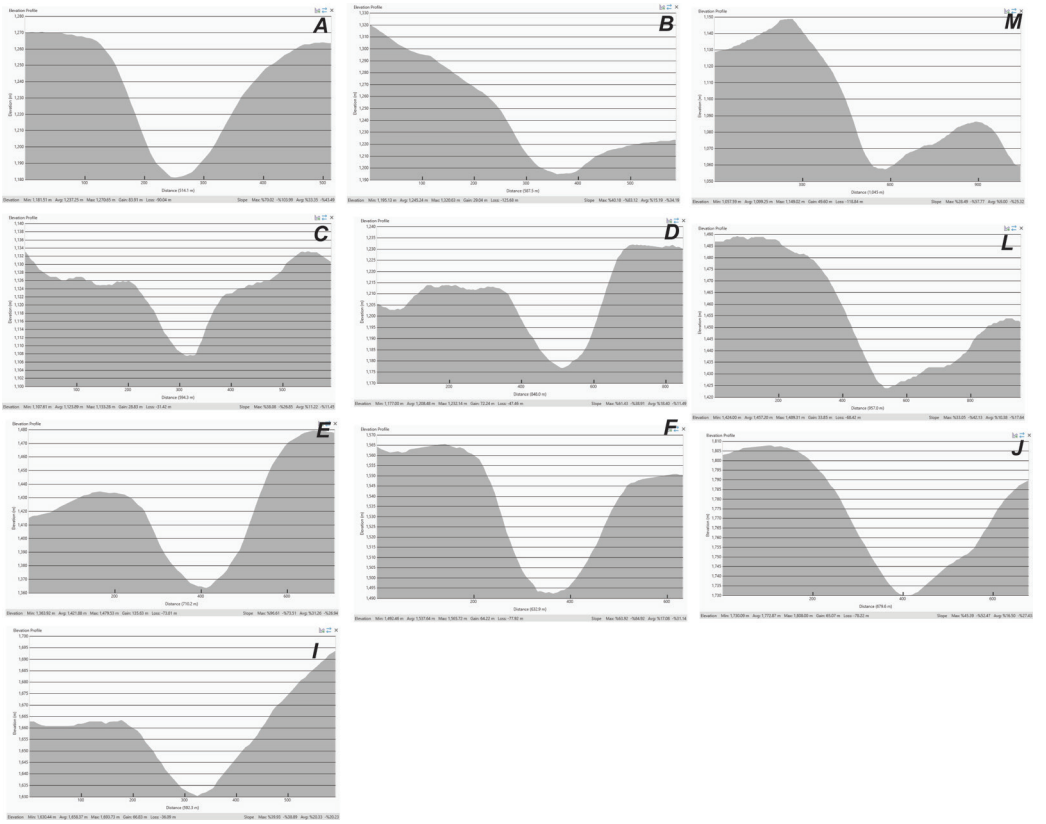
Erd: Vadinin sol yamacının (su bölüm çizgilerinin) yüksekliğini

Esc: Vadi tabanının yüksekliğini ifade etmektedir.

Düşük Vf değerleri vadi tabanı dar ve vadinin oldukça derin olduğunu ve genellikle U veya V şeklindeki vadiler ile ilişkilidir. Buda daha aktif tektonik bölgelerde veya genç vadilerde görülür. Yüksek Vf değerleri ise vadi tabanının geniş ve vadi derinliğinin göreceli olarak düşük olduğunu ifade eder. Düşük değerlerde olgunlaşmış vadiler ya da yanal erozyonun etkili olduğu yerlerde yaygındır (Bull ve McFadden 1977; Rockwell vd., 1985; Keller ve Pinter, 2002; Silva vd., 2003; El Hamdouni vd., 2008). Iğdır Fay Zonu 5 alt kol halinde ve birçok geometrik segmentten oluştuğu için tüm segmentleri karakterize edebilecek lokasyonlardan Vf ölçümü gerçekleştirilmiştir (Çizelge 3 ve Şekil 14).

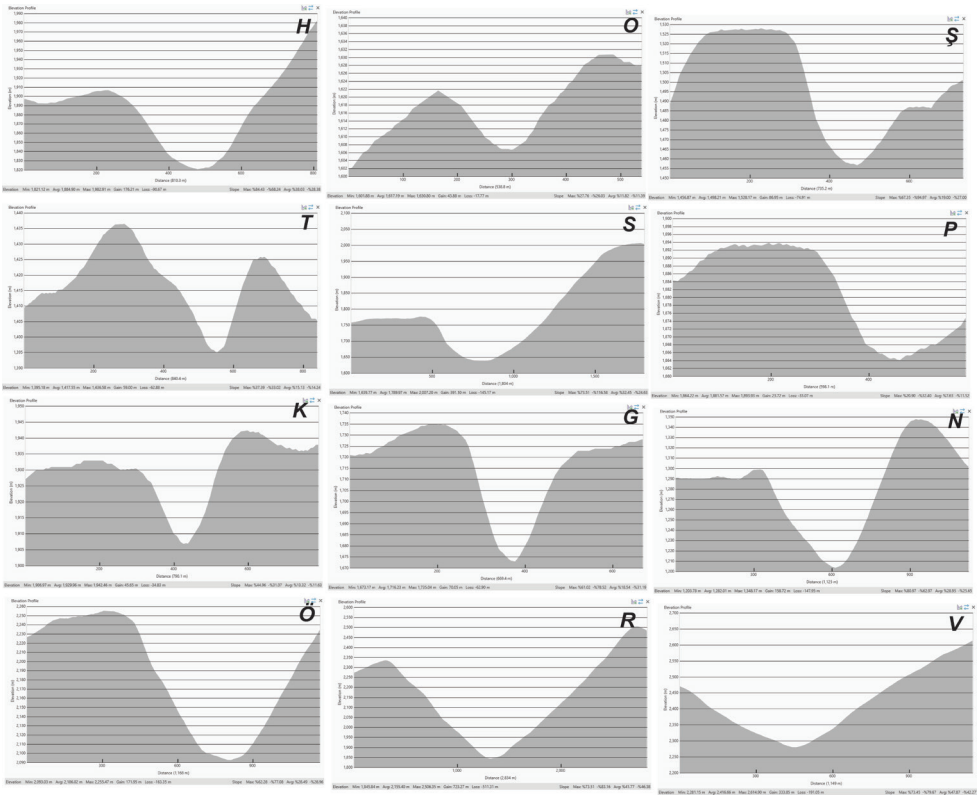
Hem Vf hem de Smf indisleri birlikte analiz edildiğinde hem dağlık alanların tektonik

aktivitesini hem de vadilerin şekilsel gelişimini değerlendirmek için güçlü bir araç sunar. Düşük Vf ve Smf değerleri, genellikle fay aktivitelerinin sık olduğu bölgelerdeki yükselme ve vadilerin gençleşmesi ile ilişkilidir. Bu sayede fay/fay zonlarının göreceli olarak aktiflik derecesi belirlenebilir (Rockwell vd., 1985; Silva vd., 2003). Iğdır Fay Zonu Vf ve Smf ölçümlerine göre KB, orta ve GB olmak üzere 3 bölgeye ayrılmış ve fayın geneli boyunca oluşan yükselme hızı hesaplanmıştır (Şekil 14). Bu sayede fay uç hasar zonu ve fay boyu gelişen hasar zonu olarak Kim vd. (2004) tarafından nitelendirilen alanların göreceli olarak seviyeleri belirlenmiştir. Iğdır Fay Zonu üzerinde 29 adet noktada Vf ölçümü yapılmıştır (Çizelge 3). Vf değerleri 0,16 ila 2,16 arasında dağılım göstermekte olup, en düşük değerler IFZ'nin KB ve GD kesimlerinde elde edilmiştir (Çizelge 3). Özellikle IFZ'nin KB kesiminin bazalt olması vadilerin tektonik etki karşısındaki güçlü deformasyonunu ve derine kazmanın tektonik gücünü ifade etmektedir. Iğdır Fay Zonu'nın KB kesiminde 10 adet Vf analizi ve iki adet Smf ölçümü yapılmıştır (Şekil 15). Iğdır Fay Zonu'nın orta kesiminde 12 adet Vf analizi ve 3 adet Smf ölçümü yapılmıştır (Şekil 16). Iğdır Fay Zonu'nın GD kseiminde ise 7 adet Vf analizi ve 1 adet Smf ölçümü gerçekleştirilmiştir (Şekil 17). Iğdır Fay Zonu geometrik segment özellikleri ile homojen bir segment yapısı sunmayıp heterojen bir segment özelliği sergilemektedir. Fayın parçalı, sıçramalı ve büklümlü yapısı dolayısı ile Vf ve Smf ölçümleri KB, orta ve GD kesimi şeklinde üçe bölünmüş ve deformasyon yorumu bu iki indis üzerinden bölgesel olarak yapılmıştır (Şekil 14).



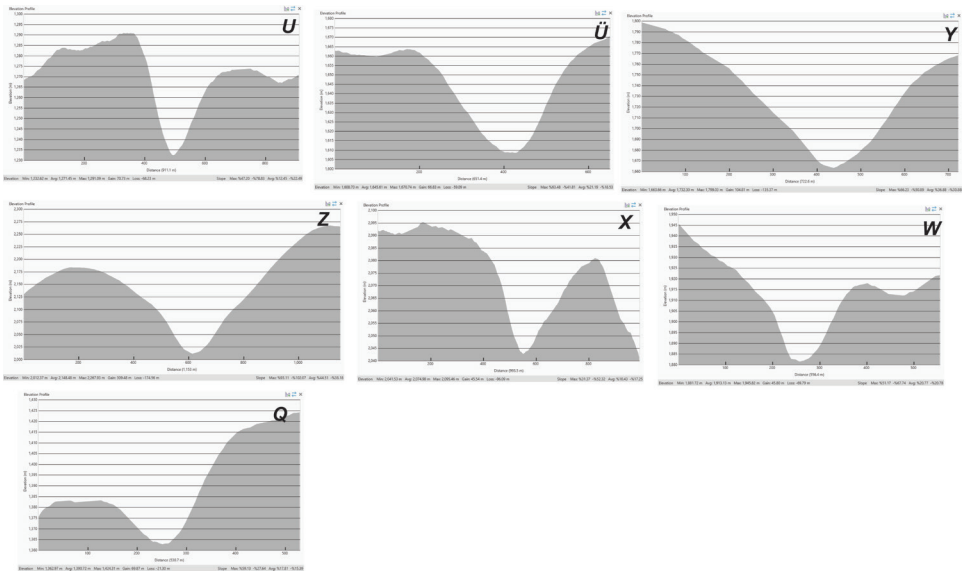

**Şekil 15.** Iğdır Fay Zonu'nın KB kesiminde elde edilen Vf grafikleri.

***Figure 15****. Vf graphs obtained from the northwestern section of the Iğdır Fault.*




**Şekil 16.** Iğdır Fay Zonu'nın orta kesiminde elde edilen Vf grafikleri

***Figure 16.*** *Vf graphs obtained from the central section of the Iğdır Fault.*




**Şekil 17.** Iğdır Fay Zonu'nın GD kesiminde elde edilen Vf grafikleri

***Figure 17.*** *Vf graphs obtained from the southeastern section of the Iğdır Fault.*

**Çizelge 3.** Iğdır Fay Zonu üzerinde hesaplanan Vf değerleri tablosu.

***Table 3.*** *Vf values calculated on the Iğdır Fault Zone.*

| Lokasyon adı | Vt | Eld | Erd | Esc | Vf |
|---|---|---|---|---|---|
| a | 80 | 1265 | 1270 | 1178 | 0,89 |
| b | 100 | 1220 | 1320 | 1195 | 1,3 |
| c | 20 | 1123 | 1126 | 1107 | 1,14 |
| d | 20 | 1232 | 1213 | 1178 | 0,44 |
| e | 15 | 1475 | 1435 | 1365 | 0,16 |
| f | 45 | 1550 | 1565 | 1493 | 0,6 |
| g | 20 | 1720 | 1735 | 1672 | 0,36 |
| h | 60 | 1980 | 1905 | 1822 | 0,49 |
| ı | 10 | 1695 | 1665 | 1630 | 0,2 |
| j | 25 | 1790 | 1805 | 1730 | 0,37 |
| k | 20 | 1943 | 1932 | 1907 | 0,65 |
| l | 23 | 1432 | 1487 | 1422 | 0,61 |
| m | 45 | 1070 | 1145 | 1055 | 0,85 |
| n | 30 | 1345 | 1295 | 1205 | 0,26 |
| o | 35 | 1631 | 1621 | 1607 | 1,84 |
| ö | 65 | 2240 | 2255 | 2095 | 0,42 |
| p | 40 | 1875 | 1892 | 1865 | 2,16 |
| q | 45 | 1425 | 1383 | 1362 | 1,07 |
| r | 125 | 2500 | 2325 | 1850 | 0,22 |
| s | 250 | 2000 | 1780 | 1640 | 1 |
| ş | 45 | 1487 | 1527 | 1457 | 0,9 |
| t | 15 | 1426 | 1437 | 1395 | 0,41 |
| u | 20 | 1274 | 1290 | 1233 | 0,4 |
| ü | 50 | 1670 | 1663 | 1608 | 0,85 |
| v | 100 | 2600 | 2455 | 2270 | 0,38 |
| w | 65 | 1918 | 1945 | 1883 | 1,34 |
| x | 30 | 2083 | 2095 | 2043 | 0,65 |
| y | 40 | 1770 | 1800 | 1665 | 0,33 |
| z | 55 | 2260 | 2185 | 2010 | 0,25 |

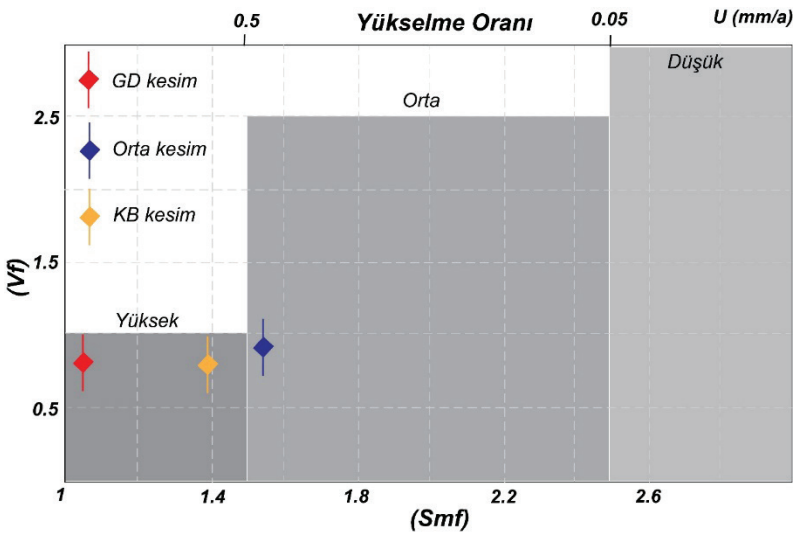
Rockwell vd. (1985) çalışmasındaki Smf ve Vf değerleri arasında jeotektonik ve morfolojik süreçlerle gelişen bir ilişki olduğu ifade edilmektedir. Bu ilişkide fayların aktiflik derecesi ve yükselme oranı sınıflandırılmaktadır. Çalışma alanında yapılan analizlerde Smf ve Vf arasındaki ilişki bu çizelgeye aktarılmıştır. Yapılan derecelendirmeye bağlı olarak Iğdır Fay Zonu'nın GD ve KB segmentlerin yükselme oranının yüksek olduğunu ve orta kesimin ise orta derecede bir yükselme hızına sahip olduğu belirlenmiştir (Şekil 14 ve 18). Iğdır Fay Zonu'nın özellikle güneydoğu kesiminin yükselme hızı 0,5 mm/yıl'dan fazladır.

## TARTIŞMA

Küresel konum belirleme sistemi hızlarına bağlı olarak Doğu Anadolu Kısalma Bloğu; Türkiye-İran Bloğu (TIP), Orta İran Bloğu (CIB) ve Küçük Kafkas Tektonik Bloğu (CIB) olmak üzere üç alt blok halinde tanımlanmıştır (Şekil 19) (Djamour vd., 2011). Bu bloklar içerisinde saat yönünün tersine olan deformasyon hareketinin ortaya koyduğu kısalma en fazla CIB bloğunda gözlenmektedir (Copley ve Jackson, 2006; Reilinger vd., 2006). Küçük Kafkas Tektonik Bloğu güneyde Tutak ve Çaldıran Fayı, kuzeyde ise Çıldır-Sevan Fay Zonu tarafından sınırlandırılmaktadır (Şekil 19). Yaklaşık 140 km genişliğinde olan CIB Bloğu içerisinde birbirine paralel bir şekilde gelişen sağ yanal doğrultu atımlı faylar deformasyonu kontrol etmektedir (Djomour vd., 2011). CIB bloğunun elastic sismik deformasyonunu kontrol eden bu ana yapılar KB-GD doğrultusunda yer almaktadır. Bu ana aktif yapılar; kuzeyden güneye doğru (i) Garni Fayı, (ii) Sardararpat Fayı, (iii) Nahçıvan Fayı, (iv) Iğdır Fay Zonu, (v) Doğubayazıt Fayı, (vi) Maku Fayı, (vii) Balıkgölü Fay Zonu, (viii) Gailatu-Siyahçeşme Fayı ve (ix) Çaldıran Fayı olarak sıralanmaktadır (Şekil 19). Bu fay/fay zonları blok içerisinde hem birbirlerinin devamı olarak hem de deformasyon ve atım paylaşımı yapmaktadırlar (Mutlu, 2022). Sardararpat Fayı Nahçıvan Fayı olarak, Doğubayazıt Fayı Maku Fayı olarak, Balıkgölü Fay Zonu Gailatu-Siyahçeşme Fayı olarak devam etmektedir. Uzun ve devamlı segment yapısı sunan bu fay/fay zonlarının aksine

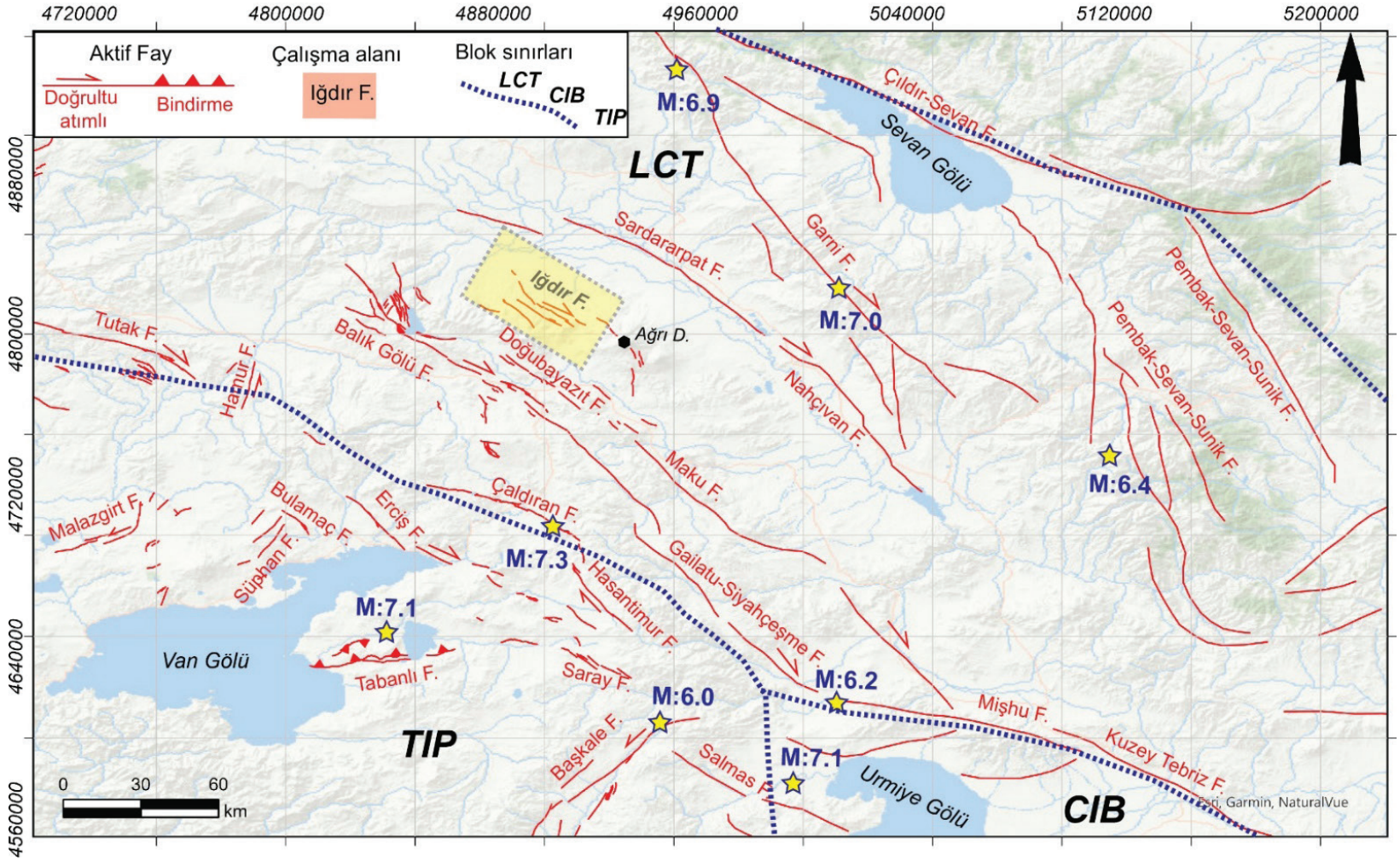
Iğdır Fay Zonu kısa ve saçılımlı bir segmentasyon sunarak Ağrı Dağı açılma çatlağı ile birleşerek son bulmaktadır. Saat yönünün tersine dönen bir bloğun parçası olan Iğdır Fay Zonu bölgesel ölçekte değerlendirildiğinde ya Sardararpat Fayı ile Doğubayazıt Fayı arasında bir deformasyon transfer görevi görmekte ya da Ağrı Dağı'nın güneydoğusunda yer alan açılma çatlağı üzerinden sıçrama ve büklüm geometrisi ile Maku Fayı'na bağlanmaktadır. Bölgede meydana gelen 1840 yılı Ararat Depremi'nin Ağrı Dağı'nın kuzeydoğu yamacında meydana getirdiği kütle hareketi ile oluşan Ahura Vadisi (Arguri kasabası; günümüz Yenidoğan Köyü) bölgedeki sismik etkinin birbiri ile ilişkisini ve tektonik deformasyonun kompleks bir yapıya sahip olduğunu ortaya koymaktadır. Özellikle bu çalışma kapsamında Iğdır Fay Zonu tarafından denetlenen havzaların morfotektonik ve morfometrik özelliklerinin lokal ölçekte ani değişimi bu tektonik karmaşıklığı desteklemektedir.

Blok içerisinde tanımlanan fayların hepsi doğrultu atım karakteri sergilese de birçoğunun eğim atım bileşeni bulunmaktadır. Örneğin üç büyük depreme ev sahipliği yapan Garni Fayı (MS 910 depremi (M 7,0), MS 1679 Garni depremi (M 7,0) ve en son 1988 Spitak depremi (M 6,9; Philip vd., 1992; Guidoboni vd., 2003) üzerinde yapılan paleosismolojik çalışmada bu fayın önemli bir normal atım bileşenine sahip olduğu ifade edilmektedir (Morino vd., 2012). Balıkgölü Fay zonu üzerinde yapılan çalışmada eğim atımlı normal fayların da deformasyon dağılımda etkili olduğu belirtilmiştir (Mutlu, 2022). Iğdır Fay Zonu da bu deformasyon sistemi içerisinde açılma bileşeni sunmaktadır (Şaroğlu vd., 1987). Özellikle Pamuk Dağı ve Ağrı Dağı arasında ani topoğrafik düşüş ile oluşan koridor Iğdır Fay Zonu'nun eğim atım bileşeni ile sıçrama yaptığını ve Ağrı Dağı'nın açılma çatlağının bu deformasyon hareketini desteklediğini göstermektedir.




**Şekil 18.** Iğdır Fay Zonu'nı oluşturan dağ önlerinde hesaplanan dağ önü sinüslülük oranı (Smf) ve vadi tabanı genişliği-yüksekliği oranı (Vf) değerlerinden elde edilen tektonik sınıflar (Rockwell vd., 1985) tarafından ileri sürülen yükselme oranları.

***Figure 18.*** *Tectonic classifications derived from mountain-front sinuosity (Smf) and valley floor width-to-height ratio (Vf) values calculated for the mountain fronts of the Iğdır Fault, with uplift rates proposed by Rockwell et al. (1984).*




**Şekil 19.** Iğdır Fay Zonu'nun Bölgesel tektonik içerisindeki konumu (Blok sınırları Djomour vd, (2011) dan alınmıştır, Aktif Fay verileri Emre vd., (2012)'den alınmıştır, Deprem verileri EMSC ve AFAD-DDB'den alınmıştır.

***Figure 19.*** *The position of the Iğdır Fault Zone within the regional tectonics (Block boundaries taken from Djomour et al., 2011; Active fault data from Emre et al., 2012; Earthquake data from EMSC, and AFAD-DDB).*

Iğdır Fay Zonu (IFZ) üzerinde yapılan indis sonuçlarına göre fayın denetlemiş olduğu hem alt havzalar hem de morfoloji üzerinde bırakmış olduğu kantitatif izler, Iğdır Fay Zonu'nın aktif olduğunu göstermektedir. Fay boyu yapılan indis sonuçları değerlendirildiğinde Iğdır Fay Zonu'nın Ağrı Dağı'na yakın olan güneydoğu ucundaki segmentlerin göreceli olarak daha fazla deformasyon biriktirdiği ve daha fazla yükselme hızına sahip olduğu görülmektedir. Bölgede meydana gelen tarihsel dönem depremlerine bakıldığında büyük yıkıcı depremlerin olduğu görülmektedir. Özellikle 1840 yılında meydana gelen birçok yerleşim yerini yerle bir eden katastrofik Ararat Depremi'nin tarihsel kaynaklarda Iğdır Fay Zonu'na yakın bir lokasyonda meydana geldiği belirtilmektedir. Özellikle Iğdır İli'ne bağlı Yenidoğan Köyü'nün bu deprem ve depremle birlikte meydana gelen moloz/buzul akması sonucu yıkıldığı belirtilmektedir. Bu depremin dışında 1679-Ararat Depremi, 1873-Ararat Depremi, 363-Arashakavan Depremi ve 869 Dvin depremlerinin de çalışma alanına yakın lokasyonlarda meydana geldikleri ifade edilmiştir. Bu denli yıkıcı tarihsel deprem kaydı bulunan Iğdır Fay Zonu ve yakın civarının aletsel dönem kayıtları içerisinde herhangi bir katastrofik deprem bulunmamaktadır. Iğdır Fay Zonu, her ne kadar kısa segment uzunluğuna sahip ve aletsel deprem kaydı bulunmamakla birlikte, birbirine parelel birçok alt segmentten oluşmakta ve bu alt segmentlerin toplam uzunluğunun 70 km olması ve ayrıca bu segmentlerin birbiri ile deformasyon paylaşımı yapması sebebi ile yıkıcı deprem üretebilecek aktif bir fay olduğunu düşündürmektedir. Özellikle Iğdır Ovası'nın gevşek zemin koşulları göz önünde bulundurulduğunda, fayın orta büyüklükte bir deprem üretmesi, bölgedeki hasar oranını artıracaktır. Özellikle morfometrik indis sonuçlarına göre Iğdır Fay Zonun'nın KB ve GD kesimleri (fayın her iki uç hasar zonu) daha fazla hasar üretecektir.

Doğu Anadolu Kısalma Bloğu içerisinde aktif tektonik ile ilgili yapılan çalışmalara bakıldığında; doğrultu atımlı karakter sergileyen faylar doğuya doğru dış bükey bir hat çizerek ve aralarında atım ve deformasyon paylaşımı yaparak İran sınırları içerisinde devam etmekte olduğu görülmektedir (Berberian, 1996; Reilinger vd., 2006; Djamour vd., 2011; Gürbüz ve Şaroğlu, 2019). Iğıdr Fayı'nın içerisinde yer aldığı Küçük Kafkas Tektonik Bloğu ve yakın çevresinde yer alan bu fayların kayma hızı verileri de bunu doğrulamaktadır. Bu fayların kayma hızı verilerine bakıldığında Erciş Fayı 2,02± 0,12 mm/yıl (Sağlam Selçuk ve Kul, 2021), Çaldıran Fayı 3,27 ±0,17 mm/yıl (Sağlam Selçuk vd., 2016), Balık Gölü Fay Zonu 3,22 ±0,16 mm/yıl (Mutlu, 2022), Siah-Chesehmeh Fayı 2-4 mm/yıl (Copley ve Jackson, 2006) olarak bellirtilmektedir. Kuzey Tebriz Fayı'nın kayma hızı ise 7,7±0,9 mm/yıl olarak ifade edilmiştir (Rizza vd., 2013). Tüm bu sistem içerisinde Iğdır Fay Zonu da deformasyonu güneydoğuya doğru Kuzey Tebriz Fay Zonu'na iletmekte olup tektonik önem içerisinde bir rol üstlenmektedir.

Bu çalışmada, Iğdır Fay Zonu'nun (IFZ) Doğu Anadolu Kısalma Bloğu içerisindeki tektonik önemi, morfotektonik karakteristikleri ve deprem potansiyeli detaylı bir şekilde incelenmiştir. Yapılan morfometrik analizler, tarihsel ve aletsel dönem depremleri ile bölgenin neotektonik evrimi birlikte ele alındığında, IFZ'nin bölgesel deformasyonun önemli bir bileşeni olduğu ortaya çıkmaktadır.

Iğdır Fay Zonu'nun (IFZ) morfotektonik analizi, fay zonunun parçalı ve sıçramalı bir geometri sergilediğini göstermektedir. Yüzey pürüzlülüğü (YP) analizleri, özellikle güneydoğu segmentlerinde deformasyonun daha yoğun olduğunu ortaya koymuştur. Fayın güneydoğu kesiminde YP değerlerinin yüksek olması, bu kesimde daha fazla enerji birikimi olabileceğini göstermektedir. Hipsometrik integral (HI) verileri, fay zonu boyunca genç topoğrafik yapılar bulunduğunu ve özellikle kuzeybatı ve güneydoğu segmentlerinde tektonik olarak aktif havzalar oluştuğunu göstermektedir. Bu durum, fay

boyunca hareketliliğin sürekliliğini ve bölgenin jeomorfolojik gençliğini desteklemektedir.

Havza asimetri faktörü (AF) sonuçları, fay zonunun özellikle güneydoğu segmentlerinde tektonik eğimlenme gösterdiğini ve bölgedeki tektonik aktivitenin litolojik farklılıklarla birleşerek kompleks bir deformasyon modeli sunduğunu ortaya koymaktadır. Bu durum, özellikle bazalt birimlerinde yoğunlaşan yüksek asimetri değerleri ile desteklenmektedir. Ayrıca, dağ önü kıvrımlılığı (Smf) analizleri, fay zonunun kuzeydoğu segmentlerinde nispeten düşük kıvrımlılık değerleri sunduğunu ve bu durumun yüksek tektonik aktivitenin bir göstergesi olduğunu ortaya koymaktadır.

Deprem kayıtları, tarihsel ve aletsel dönem depremlerinin fay zonu boyunca belirli noktalarda yoğunlaştığını göstermektedir. Özellikle 1840 Ararat Depremi, bölge için önemli bir sismotektonik olay olup, bu depremin IFZ ile ilişkili olabileceğini düşündürmektedir. Tarihsel deprem kayıtlarının yoğunluğu, fayın belirli periyotlarla büyük ölçekli sismik aktivite üretebildiğini ortaya koymaktadır. Aletsel dönem depremlerine bakıldığında, büyük ölçekli bir deprem kaydı bulunmamakla birlikte, fayın düşük ila orta büyüklükte depremler ürettiği görülmektedir. Bu durum, fayın kilitlenmiş segmentlerinin gelecekte büyük bir deprem üretebileceği ihtimalini gündeme getirmektedir. Nitekim sismik etki bakımından kompleks bir deformasyon sergilemeyen ve durağan bir bölge olarak bilinen Orta Anadolu'da yer alan 14 km uzunluğundaki sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olan Akpınar Fayı üzerinde 1938 yılında Ms 6,8 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir (Parejas ve Pamir, 1939; Jackson ve McKenzie, 1984). Dolayısıyla kısa segment uzunluğuna sahip olan aktif fayların tekrarlanma aralığının tamamlanması ile yıkıcı depremler üretebileceği mümkündür. Iğdır Fay Zonu bu bakımdan uzun süre yıkıcı bir deprem üretmediğinden dolayı sismik boşluk olarak da değerlendirilebilir.

Smf ve Vf analizleri, fay boyunca yükselme hızlarının heterojen dağılım gösterdiğini ortaya koymaktadır. Özellikle fayın güneydoğu kesiminde yükselme hızlarının 0,5 mm/yıl'dan fazla olduğu belirlenmiştir. Bu, fayın bu segmentlerinde yüksek gerilim birikimi olduğunu ve bu alanların gelecekteki sismik aktivite açısından kritik bölgeler olduğunu göstermektedir. Bölgenin neotektonik gelişimi, özellikle sağ yanal doğrultu atımlı faylar arasında deformasyon transferinin etkin olduğunu göstermektedir. Bu bağlamda, İFZ'nin deformasyonu doğuya doğru Kuzey Tebriz Fay Zonu'na aktardığı ve böylece bölgesel tektonik sistemin önemli bir bileşeni olduğu anlaşılmaktadır.

## SONUÇLAR

Doğu Anadolu Kısalmalı Tektonik Bloğu içerisinde büyük bir doğrultu atımlı deformasyon sisteminin 9 km genişliğinde ve geometrik segmentlerde dahil olmak üzere toplamda 70 km uzunluğundaki bir parçası olan Iğdır Fay Zonu, parçalı ve heterojen bir yapı sergilemektedir. 19 geometrik segmentten oluşan Iğdır Fay Zonu'nın etkilediği alt havzaların Kuvaterner deformasyonunu yorumlayabilmek için beş adet morfometrik indis gerçekleştirilmiştir (hipsometrik integral, yüzey pürüzlülüğü, vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı, dağ önü kıvrımlılığı, havza asimetri faktörü).

Iğdır Fay Zonu'nın segmentleri için Yüzey Pürüzlülüğü (YP) değerleri hesaplanmış ve haritası oluşturulmuştur. Değerler 1,00002-1,35072 arasında değişmektedir. Kuzey ve kuzeybatı segmentlerinde düşük, güney ve güneydoğu segmentlerinde ise yüksek YP değerleri kaydedilmiştir. En yüksek değerler, Pamukdağı, Elmagöl, Kavaktepe, Gülpınar ve Çilli köyleri civarındaki güneydoğu segmentlerinde gözlemlenmiştir. YP'nin fay izi boyunca sağa doğru devam eden yüksek değerleri, güneydoğu kesimde deformasyon birikiminin diğer segmentlere kıyasla daha fazla olduğunu göstermektedir.

YP değerleri fay zonunun segmentleri arasında kalan alanların alçalması ve daha düz yüzeylere doğru geçişi ilede karakterizedir. Segmentler arasında gözlenen bu değerler IFZ'nin geveşeyen büklüm yapısı sergilediğini de göstermektedir. Iğdır Fay Zonu üzerinde yer alan 24 adet mikro havza özelinde hipsometrik eğri ve hipsometrik integral (HI) değerleri hesaplanmıştır. İki havzanın dış bükey eğriye ve HI < 0,3 değerine sahip olduğu, bu havzaların genellikle fayın ovaya yakın segmentleri tarafından kontrol edildiği belirlenmiştir. S-şekilli havzalar (15 adet), güneydoğu ve orta segmentlerde görülürken, iç bükey havzalar (7 adet) batı ve doğu uç segmentlerinde yoğunlaşmaktadır. HI ve HE değerlerine göre Iğdır Fay Zonunın güneydoğu segmentlerinin kontrol ettiği havzaların daha genç olduğu görülmektedir.

Havza asimetri indis analizinde çalışma alanında 6 adet alt havzanın baskın asimetrik havza, 8 adet alt havzanın ise orta asimetrik havza olduğu görülmektedir. Baskın ve orta asimetrik havzalar genel olarak Iğdır Fay Zonu'nın orta ve güneydoğu kesiminde bulunan segmentler üzerinde yer almaktadır. Iğdır Fay Zonunın baskın ve orta asimetrik havzaları çakıltaşı-kumtaşı ve çamurtaşı biriminden oluşmakta iken az simetrik havzalar genel olarak bazalt biriminden oluşmaktadır. Özellikle Iğdır Fay Zonunun güneydoğusunda yer alan baskın ve orta asimetrik havzaların litolojisi bazalttan oluşmaktadır. Göreceli olarak çalışma alanındaki formasyonlara nazaran en dayanıklı birimi oluşturan bazalt temelli havzalarda elde edilen AF değerleri çalışma alanının güneydoğusunun daha fazla deformasyon biriktirdiğini göstermektedir (S8, S24, S25, S28, S32 havzaları) Çalışma alanında geriye kalan 10 alt havza ise az simetrik ve simetrik havza niteliği taşımaktadır. Iğdır Fay Zonu denetiminde yer alan 24 adet alt havzanın asimetri yönleri güneydoğu yönündedir. Havzalar üzerinde gerçekleşen deformasyon ve eğimlenme sağ yanal doğrultu atımlı karakterin baskın olduğunu göstermektedir. Sağ yanal asimetri yönleri Iğdır Fay Zonu'nun orta kısmında yer alan segmentleri üzerinde hâkim olarak görülmekteyken Aras Dağları'nın en güneyini temsil eden Pamuk Krateri ile Ağrı Dağı arasında kalan mikro havzaların asimetri yönleri kuzey ve kuzeydoğuya doğrudur. Iğdır Fay Zonu denetiminde yer alan doğu kısımdaki baskın ve orta asimetrik özellik gösteren bu havzaların asimetri yönündeki farklılığı mikro havzaların bölgedeki açılma rejimi altında olduğunu göstermektedir. Ağrı Dağı açılma çatlağının yol açtığı bu yönelme topoğrafyadaki ani düşüş ile de karakterize olup Iğdır İli ile Doğubayazıt arasında bir koridor oluşturmuştur.

Iğdır Fay Zonu Vf ve Smf ölçümlerine göre KB, orta ve GB olmak üzere 3 bölgeye ayrılmış ve fayın geneli boyunca oluşan yükselme hızı hesaplanmıştır Iğdır Fay Zonu üzerinde Vf değerleri 0,16 ila 2,16 arasında dağılım göstermekte olup, en düşük değerler IFZ'nin KB ve GD kesimlerinde elde edilmiştir. Özellikle IFZ'nin KB kesiminin bazalt olması vadilerin tektonik etki karşısındaki güçlü deformasyonunu ve derine kazmanın tektonik gücünü ifade etmektedir. IFZ boyunca hesaplanan Smf değerleri 1,03 ila 2,08 arasında değişim göstermektedir. Fayin KB kesiminde elde edilen Smf değerlerinin ortalaması 1,365'tir. Orta kesimden 3 farklı ölçüm yapılmış ve elde edilen ortalama değer 1,55'tir. GD kesimde ise 1,03 Smf değeri elde edilmiştir. Smf değerlerine göre fayın güneydoğu kesiminin göreceli olarak tektonik etkiyi daha fazla yansıttığı görülmektedir. **Smf** ve **Vf** değerleri arasında jeotektonik ve morfolojik süreçlerle gelişen ilişkide fayların aktiflik derecesi ve yükselme oranı sınıflandırılmış olup Iğdır Fay Zonu'nun GD ve KB segmentlerin yükselme oranının yüksek olduğunu ve orta kesimin ise orta derecede bir yükselme hızına sahip olduğu belirlenmiştir. Iğdır Fay Zonu'nın özellikle güneydoğu kesiminin yükselme hızı 0,5 mm/yıl'dan fazladır.

Sonuç olarak, IFZ, Doğu Anadolu Kısalma Bloğu içerisinde aktif bir tektonik yapı olup,

segmentleri boyunca heterojen deformasyon dağılımı göstermektedir. Morfometrik analizler, morfotektonik belirteçler ve tarihsel deprem kayıtları, fayın aktif olduğunu ve özellikle güneydoğu segmentlerinin daha yüksek bir sismik tehlike taşıdığını ortaya koymaktadır. Aletsel dönem içerisinde büyük ölçekli bir deprem yaşanmamış olmasına rağmen, bölgedeki tarihsel kayıtlar, fayın büyük depremler üretebileceğini ve gelecekte potansiyel bir sismik tehdit oluşturabileceğini göstermektedir. Bu nedenle, bölgenin deprem tehlikesi açısından dikkate alınması ve yapılaşma planlamalarının bu doğrultuda şekillendirilmesi büyük önem arz etmektedir

## *EXTENDED SUMMARY*

### *Tectonic Significance, Morphotectonic Characteristics, and Seismic Potential of the Iğdır Fault Zone (IFZ) within the Eastern Anatolian Compression Block*

*Based on Global Positioning System (GPS) velocity data, the Eastern Anatolian Compression Block is subdivided into three sub-blocks: the Turkey-Iran Block (TIP), the Central Iran Block (CIB), and the Lesser Caucasus Tectonic Block (CIB) (Figure 19) (Djamour et al., 2011). Among these blocks, the highest shortening resulting from counterclockwise deformation is observed in the CIB block (Copley & Jackson, 2006; Reilinger et al., 2006). The Lesser Caucasus Tectonic Block is bounded by the Tutak and Çaldıran Faults to the south and the Çıldır-Sevan Fault Zone to the north (Figure 19). Within this approximately 140 km-wide block, right-lateral strike-slip faults developing in parallel control the deformation (Djamour et al., 2011). These primary fault structures, which regulate the elastic seismic deformation of the CIB block, are oriented in a NW-SE direction. The major active faults in the region, from north to south, include (i) the Garni Fault, (ii) the Sardarapat Fault, (iii) the Nakhchivan Fault, (iv) the Iğdır Fault Zone, (v) the Doğubayazıt Fault, (vi) the Maku Fault, (vii) the Balıkgölü Fault Zone, (viii) the Gailatu-Siyahçeşme Fault, and (ix) the Çaldıran Fault (Figure 19). These faults/fault zones both form the continuation of one another and participate in the distribution of deformation and slip (Mutlu, 2022). The Sardarapat Fault continues as the Nakhchivan Fault, the Doğubayazıt Fault extends as the Maku Fault, and the Balıkgölü Fault Zone transitions into the Gailatu-Siyahçeşme Fault.*

*Unlike these long and continuous fault segments, the Iğdır Fault Zone exhibits a short and dispersed segmentation pattern, terminating by merging with the extensional crack of Mount Ağrı. On a regional scale, the IFZ, as part of a counterclockwise-rotating block, either functions as a deformation transfer zone between the Sardarapat Fault and the Doğubayazıt Fault or connects to the Maku Fault via a relay and bending geometry through the extensional crack located southeast of Mount Ağrı. The Ahura Valley (Arguri town; present-day Yenidoğan Village), formed by mass movement triggered by the 1840 Ararat Earthquake on the northeastern slope of Mount Ağrı, highlights the interrelation of seismic activity in the region and the complex nature of tectonic deformation.*

*The morphotectonic and morphometric characteristics of basins controlled by the Iğdır Fault Zone reveal abrupt local-scale variations, supporting this tectonic complexity. Although all identified faults within the block exhibit a strike-slip character, many also contain a dip-slip component. For instance, paleoseismological studies on the Garni Fault, which has hosted three major earthquakes (the AD 910 earthquake (M 7.0), the AD 1679 Garni earthquake (M 7.0), and the most recent 1988 Spitak earthquake (M 6.9); Philip et al., 1992; Guidoboni et al., 2003), indicate a significant normal fault component (Morino et al., 2012). Similarly, studies on the Balıkgölü Fault Zone suggest that dip-slip normal faults*

*also play a role in the distribution of deformation (Mutlu, 2022). The Iğdır Fault Zone also exhibits an extensional component within this deformation system (Şaroğlu et al., 1987). Specifically, the corridor formed by the abrupt topographic drop between Mount Pamuk and Mount Ağrı suggests that the IFZ undergoes a relay jump via its dip-slip component, with the extensional crack of Mount Ağrı further facilitating this deformation.*

### *Morphometric Analysis and Seismic Activity of the IFZ*

*Quantitative indicators, such as those derived from morphometric analyses, confirm the activity of the Iğdır Fault Zone. When fault-length-based indices are assessed, it is evident that the southeastern segments of the IFZ, particularly those near Mount Ağrı, accumulate relatively more deformation and exhibit a higher uplift rate. Historical seismic records indicate the occurrence of destructive earthquakes in the region. The catastrophic 1840 Ararat Earthquake, which devastated numerous settlements, is documented in historical sources as having occurred near the Iğdır Fault Zone. Specifically, Yenidoğan Village in Iğdır Province is reported to have been destroyed by this earthquake and the associated debris/glacial flow. Other notable historical earthquakes that occurred in proximity to the study area include the 1679 Ararat Earthquake, the 1873 Ararat Earthquake, the 363 Arashakavan Earthquake, and the 869 Dvin Earthquake. Despite this extensive historical earthquake record, no catastrophic earthquakes have been recorded instrumentally in the IFZ and its vicinity.*

*Although the Iğdır Fault Zone is characterized by short segment lengths and lacks instrumental earthquake records, it remains an active fault capable of generating destructive earthquakes. Considering the loose soil conditions of the Iğdır Plain, even a moderate-magnitude earthquake could significantly amplify damage in the region. Morphometric index results suggest that the NW and SE sections of the IFZ (the damage zones at both fault terminations) would likely produce the greatest damage.*

### *Tectonic Context and Slip Rate Distribution*

*Studies on active tectonics within the Eastern Anatolian Compression Block indicate that strike-slip faults form an eastward-convex pattern, transferring slip and deformation as they continue into Iran (Berberian, 1996; Reilinger et al., 2006; Djamour et al., 2011; Gürbüz & Şaroğlu, 2019). The slip rate data for faults within the Lesser Caucasus Tectonic Block and its surroundings corroborate this pattern. Reported slip rates include 2.02 ± 0.12 mm/year for the Erciş Fault (Sağlam Selçuk & Kul, 2021), 3.27 ± 0.17 mm/year for the Çaldıran Fault (Sağlam Selçuk et al., 2016), 3.22 ± 0.16 mm/year for the Balıkgölü Fault Zone (Mutlu, 2022), and 2–4 mm/year for the Siah-Chesehmeh Fault (Copley & Jackson, 2006). The North Tabriz Fault exhibits a slip rate of 7.7 ± 0.9 mm/year (Rizza et al., 2013). Within this framework, the Iğdır Fault Zone transfers deformation southeastward to the North Tabriz Fault Zone, playing a crucial role in the regional tectonic framework.*

*This study comprehensively examines the tectonic significance, morphotectonic characteristics, and seismic potential of the Iğdır Fault Zone (IFZ) within the Eastern Anatolian Compression Block. When morphometric analyses, historical and instrumental earthquake records, and the neotectonic evolution of the region are considered together, the IFZ emerges as a significant component of regional deformation.*

*The morphotectonic analysis of the Iğdır Fault Zone reveals that the fault exhibits a segmented and jumping geometry. Surface roughness (SR) analyses indicate that deformation is particularly intense in the southeastern segments. High SR*

*values in this section suggest greater energy accumulation. Hypsometric integral (HI) data indicate the presence of young topographic structures along the fault zone, specifically in the NW and SE segments, where tectonically active basins have formed.*

*Smf and Vf analyses reveal a heterogeneous distribution of uplift rates along the fault. The southeastern segment, in particular, exhibits uplift rates exceeding 0.5 mm/year, indicating high strain accumulation and marking it as a critical area for future seismic activity. The neotectonic development of the region underscores the effectiveness of deformation transfer between strike-slip faults. Within this framework, the IFZ acts as a key component in transmitting deformation eastward to the North Tabriz Fault Zone, emphasizing its importance within the broader regional tectonic system.*

*In conclusion, the Iğdır Fault Zone (IFZ) is an active tectonic structure within the Eastern Anatolian Contractional Block, exhibiting a heterogeneous distribution of deformation along its segments. Morphometric analyses, morphotectonic indicators, and historical earthquake records confirm the fault's activity, highlighting the southeastern segments as areas of elevated seismic hazard. Although no large-scale earthquake has occurred during the instrumental period, historical records indicate that the fault is capable of generating major earthquakes and poses a potential seismic threat in the future. Therefore, it is crucial to consider the seismic hazard of the region and to shape urban planning accordingly to mitigate earthquake-related risks.*

## ORCID

Sacit Mutlu https://orcid.org/*0000-0003-1632-722X*

## KAYNAKLAR / *REFERENCES*

Abich, A. & Suess, E. (Eds.), (1882). *Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern*. In commission bei A. Hölder.

Abich, G. (1847). Geological news of a journey to Ararat and particularly the collapse of the valley of Aguri in 1840. *Montsberichte under die Verhandlungen der Gesseslschaft fur Erkunde zu Berlin Neue Folge, 4*, 28-62.

AFAD-DDB. *Deprem Verileri*. https://deprem.afad.gov.tr/ddakatalogu. Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Deprem Dairesi, Ankara. Erişim tarihi: 05.01.2025.

Alim, M. (1998). *Doğu Iğdır Ovasında doğal çevre sorunları* [Yayımlanmamış Yüksek Lisans tezi]. Sosyal Bilimler Enstitüsü).

AL-Suyutı, (1974). *Jalal Ed-Din, Kashf Al-Salsala an Wasf Al-Zalzala*. F Cahiers du Centre Universitaire de la Recherche Scientifique, Rabat

AL-SUYUTI, J. E. D. (1984). *Kashf Al-Salsala an Wasf Al-Zalzala*.

Ambraseys N. (2009). *Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: A multidisciplinary study of seismicity up to 1900*. Cambridge University Press. 947 pp.

Ambraseys, N. N. & Melville, C. P. (1982). *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge Univ. Press, New York.

Andreani, L. & Gloaguen, R. (2016). Geomorphic analysis of transient landscapes in the Sierra Madre de Chiapas and Maya Mountains (northern Central America): implications for the North American–Caribbean–Cocos plate boundary. *Earth Surface Dynamics*, *4*(1), 71-102. https://doi.org/10.5194/esurf-4-71-2016

Andreani, L., Stanek, K. P., Gloaguen, R., Krentz, O., & Domínguez-González, L. (2014). DEM-based analysis of interactions between tectonics and landscapes in the Ore Mountains and Eger Rift (East Germany and NW Czech Republic). *Remote Sensing*, *6*(9), 7971-8001. https://doi.org/10.3390/rs6097971

Ardos, M. (1984). *Türkiye Ovalarının Jeomorfolojisi* (Vol. 2). İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi.

Azor, A., Keller, E. A., Yeats, R. S. (2002). Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain-Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. *Bulletin of the Geological Society of America 114*, 745-753.

Azzoni, R. S., Fugazza, D., Garzonio, C. A., Nicoll, K., Diolaiuti, G. A., Pelfini, M. & Zerboni, A. (2019). Geomorphological effects of the 1840 Ahora Gorge catastrophe on Mount Ararat (Eastern Turkey). *Geomorphology*, *332*, 10-21. http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.001

Balkaya, M., Ozden, S. & Akyüz, H. S. (2021). Morphometric and morphotectonic characteristics of sürgü and çardak faults (east anatolian fault zone). *Journal of Advanced Research in Natural and Applied Sciences*, *7*(3), 375-392. http://dx.doi.org/10.28979/jarnas.939075

Barka, A. & Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali Di Geofisica, 3*, 587 610.

Berberian, M. (1996). *The Historical Record of Earthquakes in Persia. Encyclopaedia Iranica*,VIIF. Drugs-Ebn al-Atir, Mazda Publishers, Costa Mesa, CA, 635-640.

Bistacchi, A., Griffith, W. A., Smith, S. A., Di Toro, G., Jones, R. & Nielsen, S. (2011). Fault roughness at seismogenic depths from LIDAR and photogrammetric analysis. *Pure and Applied Geophysics*, *168*, 2345-2363.

Bull, W. B. (1977). *Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, California, U.S* (Report no: Report 14-0-001-G-394). Geological Survey Contract.

Bull, W. B. (2007). *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Wiley Blackwell, USA.

Bull, W. B. & McFadden, L. D. (2020). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In *Geomorphology in arid regions* (pp. 115-138). Routledge.

Bull, W. B. & McFadden, L. D. (1977) Tectonic Geomorphology North and South of the Garlock Fault, California. In Doehring, D. O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium* (pp.: 115-138). State University of New York, Binghamton.

Byus, E. I. (1948). *Seismic conditions of Transcaucasus*. Academy of Sciences of USSR.

Copley, A. & Jackson, J. (2006). Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau. *Tectonics, 25*, 1-19. https://doi.org/10.1029/2005TC001906

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 American Bulletin, 106*, 571-581.

Day, M. J. (1979). Surface roughness as a discriminator of tropical karst styles. *Zeitschrift für Geomorphologie 32* (Supplement),1–8.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International, 101*(2):425-478.

Diercks, M. L., Grützner, C., Welte, J. & Ustaszewski, K. (2023). Challenges of geomorphologic analysis of active tectonics in a slowly deforming karst landscape (W Slovenia and NE Italy). *Geomorphology*, *440*, Article 108894. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108894

Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H.R. & Tavakoli, F. (2011). NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters, 307*, 27-34. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.029

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. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.08.004

Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, S. (2012). *1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi Ağrı (NJ 38-1) Paftası*. MTA Yayınları. Ankara.

EMSC. *Avrupa-Akdeniz Sismoloji Merkezi.* https://www.emsc-csem.org/#2. Erişim tarihi: 05.01.2025.

Ergen, A. & Sümengen, M. (2018). *1:100.000 ölçekli Ağrı İ50 Paftası*. MTA Yayınları. Ankara.

Ergin, K., Güçlü, U. & Uz, Z. (1967). *Türkiye ve civarının Deprem Kataloğu (Milattan Sonra 11 yılından 1964 sonuna kadar)*. İTÜ Maden Fakültesi Ofset Matbaası. Yayın No.24. İstanbul

Font, M., Amorese, D. & Lagarde, J. L. (2010). DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology, 119*, 172-180. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.017

Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M. &Pérez-Peña, J.V. (2012). Geomorphic analysis of the Sierra Cabrera, an active pop-up in the constrictional domain of conjugate strike slip faults: The Palomares and Polopos fault zones (eastern Betics, SE Spain). *Tectonophysics 580*, 27-42, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.028

GRASS Development Team (2009). Geographic Resources Analysis Support System (GRASS GIS) Software, version 6.3.0. http://www.grass.osgeo.org

Grohmann, C. H. (2004a). Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences, 30*(9-10) 1055–1067. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.08.002

Grohmann, C.H. (2004b). *Tecnicas de geoprocessamento aplicadas a analise morfometrica* [M.Sc. Thesis]. Instituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo, Sao Paulo.

Grohmann, C.H. & Riccomini, C. (2009). Comparison of roving-window and search-window techniques for characterising landscape morphometry. *Computers & Geosciences*, *35*(10), 2164-2169. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.12.014

Grohmann, C. H., Riccomini, C. & Chamani, M. A. C. (2011). Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. *Hydrology and Earth System Sciences*, *15*(5), 1493-1504. https://doi.org/10.5194/hess-15-1493-2011

Guidoboni, E., Comastri, A. & Traina, G. (1994). *Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century. Rome*. Istituto Nazionale Di Geofisica.

Guidoboni, E., R. Haroutiunian, & A. Karakhanian (2003). The Garni (Armenia) large earthquake on 14 June 1679: A new analysis. *Journal of Seismology, 7*(3), 301–328. https://doi.org/10.1023/A:1024561622879

Guidoboni, E. & Traina, G. (1995). A new catalogue of earthquakes in the historicalArmenian area from antiquity to the 12th century. *Annali di Geofisica, 38*(1):85-147.

Gürbüz, A. & Gürer, Ö. F. (2008). Tectonic geomorphology of the North Anatolian fault zone in the lake Sapanca Basin (eastern Marmara Region, Turkey). *Geosciences Journal*, *12*(3), 215-225.

Gürbüz, A. & Şaroğlu, F. (2019). Right-lateral strike-slip faulting and related basin formations in the Turkish-Iranian plateau. *Developments in Structural Geology and Tectonics, 3*,101-130. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815048-1.00007-X

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.

Hempton, M. R. (1987). Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea. *Tectonics, 6*(6):687-705.

Hobson, R. D. (1972). Surface roughness in topography: quantitative approach. In Chorley, R. J. (Ed.), *Spatial Analysis in Geomorphology,* (p.: 225–245). Methuer, London.

Ibn Al-Athır, (1982). Ezz Ad-Din, Al-Kamil fi Al-Tarikh (Dar Sader). Beirut

Jackson, J. & McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International*, *77*(1), 185-264.

Keller, E. A. (1986). Investigation of active tectonics: Use of surfi cial Earth processes. In R. E. Wallace (Ed.), *Active tectonics* (pp. 136–147), Studies in Geophysics. Washington, DC, National Academy Press.

Keller, E. A. & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics*. Prentice Hall, New Jersey.

Keller, E. A. Seaver, D. B., Laduzinsky, D. L., Johnson, D. L., Ku, T. L. (2000). Tectonic geomorphology of active folding over buried reverse faults: San Emigdio Mountain front, Southern San Joaquin Valley, California. *Bulletin of the Geological Society of America, 112*, 86-97. http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112%3C0086:TGOAFO%3E2.3.CO;2

Keskin, M. (2007). Eastern Anatolia: A hotspot in a collision zone without a mantle plume. In Foulger, G. R. & Jurdy, D. M. (Eds.), Plates, Plumes and Planetary Processes. https://doi.org/10.1130/2007.2430(32)

Ketin, İ. (1983). *Türkiye jeolojisine genel bir bakış*. İstanbul Teknik Üniversitesi.

Khalifa, A., Cakir, Z., Owen, L. & Kaya, Ş. (2018). Morphotectonic analysis of the east Anatolian fault, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, *27*(2), 110-126. http://dx.doi.org/10.3906/yer-1707-16

Kim Y-S., Peacock D. & Sanderson D. J. (2004) Fault damage zones. *Journal of Structural Geology, 26*(3), 503–517.

Kim, Y. S., Peacock, D. C. P. & Sanderson, D. J. (2003). Strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. *Journal of Structural Geology, 25*(5), 793 812.

Koçyiğit, A. & Beyhan, A. (1998). A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics, 284*(3-4), 317-336.

Kondorskaya, N. V. & Shebalin, N. V. (1982). New Catalogue of the Strong Earthquakes of the USSR from Ancient Times through 1977. *World Data Center A for Solid Earth Geophysics, Report SE-31. 2nd edition*, Boulder, Colorado, 608.

Loftus, W. K. (1855). On the geology of portions of the Turko-Persian frontier, and of the districts adjoining. *Quarterly Journal of the Geological Society,11*(1-2), 247-344.

Mayer, L. (1986). Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In *Active Tectonics, Studies in Geophysics* (pp.: 125-135). National Academy Press.

McKenzie, D.P. (1969). The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bulletin of the Seismological Society of America, 59*(2), 591-601.

McKenzie, D. P. (1970). Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature, 226*(5242), 239-243.

McKenzie, D. P (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal International, 30*(2), 109-185.

Morino, M., Kaneko, F., Avanesyan, M. & Karakhanyan, A. (2012). Characteristics of the Garni Fault Confirmed by Trench Investigation at North Garni and Yelpin, Republic of Armenia. *The Journal of the Geological Society of Japan*, *118*(12), 11-12. http://dx.doi.org/10.5575/geosoc.118.12.XI_XII

Mutlu, S. (2022). *Balık gölü fay zonu'nun paleosismolojik özellikleri ve segmentasyonu* [Doktora Tezi]. Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi. Ulusal Tez Merkezi Açık Erişim Sistemi, https://tez.yok.gov.tr/UlusalTezMerkezi/TezGoster?key=qVqOZFj2DwNmvdf1oGFYiCZlJc3gY3yMqjQxIBc9KdSk_xw9sZoiUv5by4-yWGlr

Mutlu, S., Kul, A. Ö. & Sağlam Selçuk, A. (2023). Tectonic Geomorphology of the Maku Fault. *Ases International Van Scientific Research Conference* (ss.43-44). Van, Türkiye.

Mutlu, S., Sağlam Selçuk, A., Kul, A. Ö., Çakar, S., Zabcı, C., Kıray, H. N., ... ve Selçuk, L. (2024). Maku ve Doğubayazıt Fayının (Ağrı Dağı'nın Güneyi) Morfometrik İndis Yöntemleri ile Deformasyon Paylaşımının Ortaya Konulması. *Uluslararası Katılımlı 76. Türkiye Jeoloji Kurultayı* (ss. 448). Ankara, Türkiye. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/fed21205db99c2d_ek.pdf

Ohmori, H. (1993). Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology 8*, 263-277. https://doi.org/10.1016/0169-555X(93)90023-U

Özkaymak, Ç. & Sözbilir, H. (2012). Tectonic geomorphology of the Spildağı high ranges, western Anatolia. *Geomorphology, 173–174*, 128–140. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.003

Özsayın, E. (2016). Relative tectonic activity assessment of the Çameli Basin, Western Anatolia, using geomorphic indices. *Geodinamica Acta, 28*(4), 241-253. https://doi.org/10.1080/09853111.2015.1128180

Öztürk, Y. (2023). Iğdır Ovası Çevresinin Sismik Kaynak Zonları ve Bazı Depremlerin Mekansal Sonuçları, İçinde Aydın, T., Bayat, G., Alma, M.H. (Ed.ler), *Doğal ve Beşerî Bilimler Açısından Iğdır 2* (s.: 1-28), Detay Yayıncılık.

Öztürk, Y. ve Zorer, H. (2024). Tektonizma ve İklim Denetimli Süreçlerin Volkanik Yapıların Morfolojisine Etkisi: Aras Dağları Volkanik Dağ Kuşağı'nda Kraterlerin Jeomorfik Özellikleri (Doğu Anadolu). *Doğu Coğrafya Dergisi*, *29*(52), 118-136.

Parejas, E. & Pamir, H. N. (1939). 19/4/1938 Orta Anadolu Yer Depremi. *Istanbul University, Faculty of Science Publication IV*.

Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M. & Azor, A. (2009a). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers and Geosciences, 35*, 1214-1223, https://doi.org/10.1016/j. cageo.2008.06.006

Pérez-Peña, J. V., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Azor, A. & Delgado, J. (2009b). Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 114*, Article F02018. https://doi.org/10.1029/2008JF001092

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*, 74-87. https://doi.org/10.1029/2008JF001092

Philip, H., Rogozhin, E., Cisternas, A., Bousguet, J. C., Borisov, A. & Karakhanian, A. (1992). The Armenian earthquake of 1988 December 7: faulting and folding, neotecton ics and paleoseismicity. *Geophysical Journal International, 110*, 141–158. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00718.x

Pike, R. J. & Wilson, S. E. (1971). Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*, *82*(4), 1079-1084.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. & Karam, G. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa - arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 111*, (B5), 1-26. https://doi.org/10.1029/2005JB004051

Rizza, M., Vernant, J., Ritz, F., Peyret, M., Nankali, H., Nazari, H., Djamour,Y., Salamati, R.,Tavakoli, F., Chery, J., Mahan, S. & Masson, F. (2013). Morphotectonic and geodetic evidence for a constant slip-rate over the last 45 kyr along the Tabriz fault (Iran). *Geophysical Journal International, 199*(3), 1083–1094. https://doi.org/10.1093/gji/ggt041

Robertson, A. H. F., Grasso, M. (1995). Overview of the Late Tertiary–Recent tectonic and palaeo-environmental development of the Mediterranean region. *Terra Nova, 7*(2):114-127.

Rockwell, T. K., Keller, E. A., Johnson, D. L. (1985). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In Morisawa, M. (Ed.), *Tectonic Geomorphology, Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium* (pp.: 183-207). Allen and Unwin Publishers, Boston.

Sağlam Selçuk, A. & Düzgün, M. (2017). Tectonic geomorphology of Başkale Fault zone. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, *155*, 33-46. https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.315757

Sağlam Selçuk, A. & Kul, A. **Ö.** (2021). Long-term slip rate estimation for Ercis¸ Fault in East Anatolian Compressive Tectonic Block from geologic and geomorphologic field evidence. *Geological Journal, 56*(10), 5290-5310. https://doi.org/10.1002/gj.4237

Saglam-Selçuk, A., Erturaç, M. K. & Nomade, S. (2016). Geology of the Caldiran Fault, Eastern Turkey: Age, slip rate and implications on the characteristic slip behavior. *Tectonophysics, 680*, 155–173. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.019

Sançar, T., Zabcı, C. & Akyüz, H. S. (2011). Morphometric analysis of secondary faults around the Karlıova Triple Junction (EGU2011-4991). Vienna: EGU. In *Geophysical Research Abstracts*.

Şaroğlu, F. (1985). *Doğu Anadolu'nun Neotektonik Dönemde Jeolojik ve Yapısal Evrimi* [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Fakültesi, İstanbul.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A. (1987). *Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri* (Rapor no: 5216). Maden Teknik Arama Enstitüsü Raporu.

Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1986). Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. *Maden Tektik ve Arama Dergisi, 107*, 73-94.

Sarp, G. & Düzgün, Ş. (2012). Spatial analysis of morphometric indices: the case of Bolu pull-apart basin, western section of North Anatolian Fault System, Turkey. Geodinamica acta, 25(1-2), 86-95. https://doi.org/10.1080/09853111.2013.841382

Schumm, S. A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological society of America Bulletin*, *67*(5), 597-646.

Şengör, A. M. C. (1979). Türkiye›nin Neotektoniğinin Esasları. Department of Geological Sciences, State University of New York.

Şengör, A. M. C. (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esaslar. Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara, 40 sayfa.

Şengör, A. M. C. & Kidd, W. S. F. (1979). Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics, 55*(3-4), 361-376.

Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics, 75*, 3-4.

Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. (1983). *Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım*. Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Özel Dizisi, 1: 75.

Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C. & Bardají, T. (2003). Faulth generated mountain fronts in southeast Spain: Geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology, 50*, 203-225, https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00215-5

Step'anian, V. (1964). *Earthquakes in the Armenian Upland and Adjacent Areas*. House Hayastan: Yerevan, Armenia, 247.

Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America 63*, 1117-1142

Tapan, M., Özvan, A. ve Şengül, M. A. (2005). 2 Temmuz 2004 Doğubayazıt Depremi Yer–Yapı İlişkisi ve Yaşanan Kayıplar. *Deprem Sempozyumu*, (s.: 1074-1080). 23-25 Mart 2005, Kocaeli.

Tuncay, E. & Sümengen, M. (2018). *1:100.000 ölçekli Doğubayazıt İ51 Paftası*. Maden Teknik Arama Yayınları. Ankara.

Tunçdilek, N. (1985). *Türkiye'de relief şekilleri ve arazi kullanımı* (Vol. 3). İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi.

Wallace, R. E. (1978). Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey, 6*(5), 637-650.

Weidenbaum, E. G. (1884). Bolshoi Ararat i popitki voskhozhdenia na ego bershinu (Great Ararat and attempts to reach its summit). Zap. *Imp. Russ Geogr. O-Va., 13*, 103.

Yalçınlar, İ. (1967). Türkiye'de bazı şehirlerin kuruluş ve gelişmesinde jeomorfolojik temeller. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, 16*, 53-66.

Yıldırım, C. (2014). Relative tectonic activity assessment of theTuz Gölü fault zone; Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics, 630*, 183–192. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.023

Zebari, M., Grützner, C., Navabpour, P. & Ustaszewski, K. (2019). Relative timing of uplift along the Zagros Mountain Front Flexure: Constrained by geomorphic indices and landscape evolution modeling. *Solid Earth*, *10*(3), 663-682. https://doi.org/10.5194/se-10-663-2019

**Türkiye Jeoloji Bülteni**
*Geological Bulletin of Turkey*
*68 (2025) 259–286*
*doi: 10.25288/tjb.1647807*

# Engizek Dağı'nda Karstik Depresyonların Jeomorfik Özellikleri ve Morfotektonik Gelişimleri (Kahramanmaraş, Doğu Toroslar)

*Geomorphic Characteristics and Morphotectonic Evolution of Karst Depressions on Mount Engizek (Kahramanmaraş, Eastern Taurus Mountains)*

**Mutlu Seven[1*], Yahya Öztürk[2], Serkan Gürgöze[3], İsmail Ege[4], Saadettin Tonbul[5]**

*[1] Yenidam Mah. 6006 Sk, No 13, Seyhan/Adana, Türkiye*
*[2] Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Van, Türkiye*
*[3] Ondokuz Mayıs Üniversitesi, İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Samsun, Türkiye*
*[4] Uşak Üniversitesi, İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Uşak, Türkiye*
*[5] Fırat Üniversitesi, İnsan ve Toplum Bilimleri Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Elâzığ, Türkiye*

• Geliş/Received: 27.02.2025 • Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 01.04.2025 • Kabul/Accepted: 01.04.2025
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 16.04.2025 • Baskı/Printed: 30.04.2025

*Araştırma Makalesi/Research Article* *Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey*

**Öz:** Karstik platolar genel olarak yoğun şekilde çözünme dolinleri ile kaplıdır ve bu dolinlere ait morfometrik özellikler kullanılarak karstik platoların morfotektonik özellikleri belirlenebilmektedir. Bu çalışmada da Engizek Dağı üzerindeki karstik depresyonların dağılımı ve morfometrik özellikleri ile bölgenin morfotektonik gelişimi arasındaki ilişki ortaya konulmuştur. Dağlık saha üzerinde topografya haritaları, Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) verileri ve uydu görüntüleri kullanılarak 872 karstik depresyon (dolin ve uvalalar) tespit edilmiştir. Bu depresyonlar, poligonlar çizilerek sayısal verilere dönüştürülmüş ve morfotektonik süreçlerle ilişkileri değerlendirilmiştir. Bu doğrultuda karstik depresyonların uzun eksen yönelimleriyle yapısal unsurlar arasındaki uyumu belirlemek amacıyla gül diyagramları oluşturulmuştur. Morfometrik analizler sonucunda, Engizek Dağı'ndaki karstik depresyonların ortalama uzunluğu 62 m, genişliği 41 m, kapladıkları yaklaşık yüzey alanı ise 2884 m² olarak belirlenmiştir. Depresyonların ortalama yüksekliği 2.106 m, eğimi ise 12° olarak hesaplanmıştır. Ayrıca, ortalama derinlik değeri 8,3 m olarak belirlenmiş ve bu alanda km² başına ortalama 5 karstik depresyon düşmektedir. Dağın uzanım doğrultusu, KKB-GGD yönlü sıkışmaya uygun olarak DKD-BGB doğrultusundadır. Kütledeki bindirme ve kıvrım sistemleri ile aynı yapısal doğrultulara sahip olan dağın morfotektonik gelişimi, tüm Toroslar'da olduğu gibi karstik süreçleri denetleyen bir yapıya sahiptir. Nitekim, zirve platosunda uzun eksene paralel olarak dağılım gösteren karstik depresyonlar büyük ölçüde tektono-yapısal faktörlerin kontrolünde gelişmiştir. Dağda sıkışma eksenine zıt uzanım sergileyen boyuna çatlaklar ile sıkışma eksenine uygun yönelim gösteren enine çatlaklar gibi süreksizlik yüzeyleri ile karstik depresyonların gelişimi arasındaki ilişki de bu durumu desteklemektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Doğu Toroslar, Engizek Dağı, karstik depresyon, tektonik, morfotektonik.

***Abstract:*** *Karst plateaus are generally characterized by a dense distribution of solution dolines, and the morphometric properties of these dolines can be utilized to determine the morphotectonic characteristics of karst plateaus. This study investigated the interrelation between the spatial distribution and morphometric features of karstic depressions on Mount Engizek and the broader morphotectonic evolution of the region. Using topographic maps, Digital Elevation Model (DEM) data, and satellite imagery, a total of 872 karstic depressions (dolines and uvalas) were identified within the mountainous terrain. These depressions were digitized into numerical data by delineating polygons, and*

[*] Yazışma / *Correspondence:* mutlu.svn01@gmail.com
*© 2025 JMO Her hakkı saklıdır/All rights reserved*

*their associations with morphotectonic processes were analyzed. In this context, rose diagrams were generated to determine the correspondence between the long-axis orientations of the karstic depressions and structural elements. Morphometric analyses revealed that the average length of the karstic depressions on Mount Engizek is 62 m, while their average width is 41 m, and their approximate surface area is 2,884 m². The average elevation of the depressions was calculated as 2,106 m, with an average slope of 12°. Additionally, the mean depth of the depressions was determined to be 8.3 m, and it was found that the area contains an average of five karstic depressions per km². The orientation of the mountain follows a NE-SW trend, consistent with NW-SE compression. The morphotectonic evolution of the massif, which shares the same structural trends as the thrust and fold systems within the region, exhibits a structural framework that governs karst processes, as observed throughout the Taurus Mountains. The karstic depressions distributed parallel to the long axis of the summit plateau largely developed under the control of tectono-structural factors. The observed relationship between discontinuity surfaces – such as longitudinal fractures oriented perpendicular to the compression axis and transverse fractures aligned with it – and the development of karstic depressions further substantiates this interpretation.*

***Keywords:*** *Eastern Taurus Mountains, Mount Engizek, karst depression, tectonics, morphotectonics*.

## GİRİŞ

Karstlaşma, çözünmeye uygun kayaçlar üzerinde gelişen ve kendine özgü jeomorfolojik şekiller oluşturan dinamik bir süreçtir (Bögli, 1980; Bonacci, 1987; Ford ve Williams, 2007; Huggett, 2015). Litolojik özelliklerin süreç üzerindeki belirleyici rolünün baskın olduğu karstlaşma, çözünme süreçlerine bağlı olarak aşınım ve birikim olaylarını kapsayan genel bir terimdir. Bu terim genellikle kireçtaşı arazilerinde meydana gelen kimyasal çözünme süreçlerini tanımlamak için kullanılsa da (İnandık, 1962; Young, 1986; Erinç, 2001; Ford ve Williams, 2007; Grimes, 2012), çözünmeye uygun farklı kayaç türleri için de kullanılabilmektedir (Erol, 1992; Ferrarase ve Sauro, 2005; Huggett, 2015; Ege, 2016; Poyraz vd., 2021; Gökkaya ve Gutierrez, 2022). Karstlaşma süreciyle birlikte, topoğrafik yüzeyde veya yeraltında karst morfolojisine özgü tipik yer şekilleri oluşur. Bu şekiller, Türkiye'de en geniş ve önemli karstik alanların yer aldığı Toros Karst Kuşağı'nda (Elhatip, 1997; Nazik ve Tuncer, 2010; Şekil 1a) olduğu gibi, jeomorfik manzaraya belirgin bir şekilde yön vermektedir. Nitekim Toroslar'da yapılan bazı çalışmalar, bu kuşaktaki karstik şekillerin gelişim süreçlerini ortaya koymak açısından önemli veriler sunmaktadır (Atalay, 1973; Doğu vd., 1994; Kurt, 2000; Ege, 2015; Öztürk vd., 2018b; Şimşek vd., 2020; Zorer ve Öztürk, 2020; Aydın ve Tuncer, 2021; Çetinkaya vd., 2023; Utlu ve Öztürk, 2023).

Toros Dağları, Anadolu'nun güneyinde doğu-batı yönünde yaklaşık 1500 km boyunca uzanan ve karstlaşmaya uygun karbonat kayaçlardan oluşan bir kıvrım kuşağıdır (Erinç, 2001; Ekmekçi, 2003; Nazik ve Poyraz, 2017; Şekil 1a). Karstik süreçlerin en yaygın olarak Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı denizel kireçtaşları üzerinde geliştiği bu bölge, "Akdeniz Karst Kuşağı" olarak da adlandırılmaktadır (Ekmekçi, 2005; Atalay, 2017; Nazik ve Poyraz, 2017; Pekcan, 2019). Bölgedeki kalın karbonat istiflerinin (Elhatip, 1997) yanı sıra, Oligosen sonlarından itibaren meydana gelen orojenik yükselimler, dikey-yatay tektonik hareketler ve karstlaşmayı destekleyen iklimsel koşullar, yüzey karstlaşmasını oldukça belirgin hale getirmiştir (Atalay, 2003) ve Toroslar'daki yüzey karstlaşmasına ait başlıca şekiller arasında polyeler, dolinler ve uvalalar gibi karstik depresyonlar yer almaktadır.

Karstik depresyonlar, çevresine göre daha düşük kotta yer alan ve yüzey sularının dışa akışının olmadığı karst çukur alanlarıdır. Çapları birkaç metreden birkaç km'ye kadar değişen dairesel ya da yarı dairesel formdaki bu depresyonlar (çoğunlukla çözünme dolinleri ve uvalalar), ılıman kuşaktaki orta enlemlerde yaygın olarak gözlemlenmektedir (Ford ve Williams,

2007; Gams, 2000; Sauro, 2003). Türkiye'de ise bu tür depresyonlar, özellikle Toros Karst Bölgesi ve Sivas Jips Karstı'nda yoğun olarak görülmekte olup bu karstik bölgelerin karakteristik yüzey şekillerinden biri olarak kabul edilmektedir (Doğan ve Özel, 2005; Keskin ve Yılmaz, 2016; Nazik ve Tuncer, 2010; Öztürk vd., 2017a). Karstik depresyonlar, küçük drenaj havzaları olarak da değerlendirildiğinden (Day, 1976), dolin morfometrisi ile havza morfometrisinde kullanılan bazı morfometrik hesaplamalar benzerlik göstermektedir (Öztürk, 2018a). Dolinler ve uvalalar, karstik alanların morfotektonik gelişimini yansıttığından, yüzey karstı araştırmalarında bu depresyonlara yönelik morfometrik analizler de yaygın olarak kullanılmaktadır (Öztürk vd., 2017a, 2018a, 2018b; Şener ve Öztürk, 2019; Şimşek vd., 2019b, 2020; Öztürk, 2020; Poyraz vd., 2021; Aydın ve Tuncer, 2021; De Waele ve Gutiérrez 2022; Utlu ve Öztürk, 2023; Şener, 2024). Bu oluşumların detaylı bir şekilde anlaşılması, boyut ve jeomorfolojik ilişkilerinin incelenmesine bağlı olup gerekli veriler morfometrik hesaplamalar yoluyla elde edilebilmektedir.

Engizek Dağı, Güneydoğu Toroslar'ın batı kesiminde yer alan ve DKD-BGB doğrultusunda uzanan dağlık bir kütledir. Dağın kuzeyinde, aynı orografik sistemin parçaları olan ancak tektonik ve flüvyal süreçlerle farklı ünitelere ayrılmış Nurhak (3090 m), Berit (3054 m), Boruk (2322 m) ve Koç (~2500 m) dağları yer alırken, güneyi ise faylanmaya bağlı olarak gelişmiş tektonik bir oluk ile Ahır Dağı tarafından sınırlandırılmaktadır. Engizek Dağı güneyde Kahramanmaraş Havzası ile kuzeyde Elbistan-Malatya-Adıyaman havzaları arasında yüksek bir eşik niteliği taşımaktadır (Şekil 1b). Literatürde, Engizek Dağı ve çevresine yönelik karst çalışmaları sınırlı olup (Çetinkaya vd., 2023), mevcut araştırmalarda bölgedeki karstik depresyonların morfojenetik süreçleri detaylı olarak ele alınmamıştır. Dolayısıyla Bu çalışmanın temel amacı, Toros Orojenik Kuşağı'nın doğusunda yer alan Engizek Dağı Kütlesi'ndeki karstik depresyonların jeomorfik ve morfometrik özelliklerini incelemek ve bu depresyonların morfojenetik gelişiminde etkin olan tektono-yapısal süreçleri ortaya koymaktır.

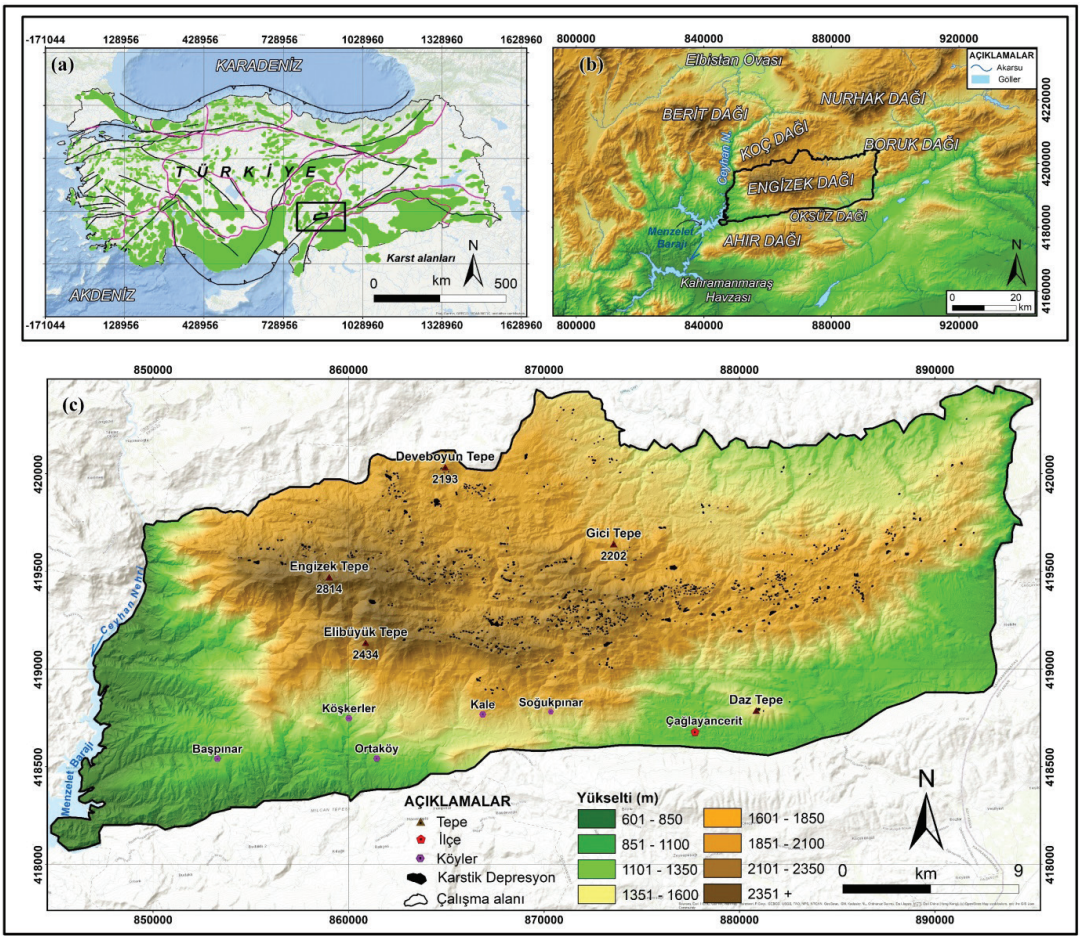
## VERİ ve YÖNTEM

Bu çalışmada kullanılan veri kaynaklarını, arazi gözlemlerinin yanı sıra 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritaları (M38a1, a2, a3, a4, M38b1, b2, b3), bölgeye yönelik daha önce yapılan jeolojik ve jeomorfolojik çalışmalar ile Harita Genel Müdürlüğü'nden temin edilen 5 m çözünürlüğe sahip Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) verileri oluşturmaktadır. Çalışma kapsamında, çeşitli haritaların ve analizlerin üretilmesi amacıyla farklı veri tabanları kullanılmış olup, mekânsal analiz ve haritalama süreçlerinde ArcMap 10.5, ArcMap 10.8, SAGA GIS 6.4.0, GeoRose ve Geomatica yazılımlarından faydalanılmıştır.

Karstik depresyonların haritalanması için topoğrafya haritaları (M38a1, a2, a3, a4, M38b1, b2, b3) koordinatlandırılmış, depresyonlar (dolin ve uvala) poligon olarak sayısallaştırılmış ve daha sonra bu veriler 5 m çözünürlüğe sahip SYM verileriyle çakıştırılmıştır. 5 m çözünürlüğe sahip SYM'nin kullanımı, topoğrafya haritalarındaki 10 m izohips aralıklarının sınırlamalarını aşarak karstik depresyonların daha ayrıntılı morfometrik özelliklerinin belirlenmesine olanak sağlamaktadır.

Karstik depresyonların morfojenetik evrimi, büyük ölçüde paleo-drenaj ağları, tektonik süreçler ve yapısal unsurların denetiminde geliştiğinden, son yıllarda bu depresyonlara yönelik çok sayıda morfometrik analiz çalışmasının gerçekleştirildiği görülmektedir (Öztürk vd., 2018a; 2018b; Şimşek vd., 2019b; Öztürk, 2020; Aydın ve Tuncer, 2021; Poyraz vd., 2021; Ataol ve Şimşek, 2022; Utlu ve Öztürk, 2023; Çetinkaya vd., 2023; Şener, 2024). Karstik depresyonların (dolin, uvala ve polye) morfometrisi, karstik alanların kantitatif

analizinde yaygın olarak kullanılan önemli bir yöntem olup, karstik şekiller ile tektonik ve litolojik yapılar arasındaki ilişkilerin belirlenmesine katkı sağlamaktadır (Bondesan vd., 1992; Day, 1983; Jennings, 1975). Aynı zamanda, karstik sistemlerin evrimi ve dinamiklerine yönelik hipotezlerin geliştirilmesine de yardımcı olmaktadır (Faivre ve Reiffsteck, 2002; Florea, 2005; Telbisz vd., 2009). Dolayısıyla bu çalışmada da morfometrik analizlere başvurulmuş ve analizler kapsamında, Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) kullanılarak karstik depresyonlara ait uzunluk (L), genişlik (W), uzunluk/genişlik oranı (L/W), çevre uzunluğu (m), alan (m²), dairesellik indisi, minimum depresyon yüksekliği (m), maksimum depresyon yüksekliği (m), ortalama depresyon yüksekliği (m), depresyon derinliği (m), ortalama eğim (°) ve ortalama bakı gibi temel morfometrik parametreler hesaplanmıştır. Dolin yoğunluğu, kilometrekare başına düşen dolin sayısı (dolin/km²) şeklinde belirlenmiş olup, bu kapsamda çeşitli çalışmalar referans alınmıştır (Öztürk vd., 2017a; Öztürk, 2018a; Öztürk, 2018b; Öztürk vd., 2018a; Öztürk vd., 2018b).




**Şekil 1**. **a)** Anadolu'da karstlaşabilir kayaçların dağılımı (Nazik ve Poyraz (2017)'a göre çizilmiştir) **b)** Egizek dağı yakın çevresi **c)** Engizek dağının fiziki haritası.

***Figure 1. a)*** *Distribution of karstifiable rocks in Anatolia (drawn according to Nazik and Poyraz, 2017),* ***b)*** *the vicinity of Mount Engizek,* ***c)*** *the physical map of Mount Engizek.*

Karstik depresyonların derinliği, litolojinin karstlaşabilme kapasitesi ve dikey tektonik süreçlerin aktivitesiyle doğrudan ilişkilidir (Atalay, 2017). Karstlaşma potansiyeli yüksek bir litolojinin varlığı ve bu sürecin dikey tektonik hareketlerle desteklenerek karstlaşmanın derinlere doğru ilerlemesi, derin yüzey karstı oluşumlarının temel belirleyicileri arasındadır. Bu nedenle, karstik depresyon derinliklerinin belirlenmesi, depresyonların gelişiminde etkili olan tektonik süreçlerin ve litolojik yapının petrografik özelliklerinin anlaşılmasına önemli katkılar sağlamaktadır. Bu bağlamda, Engizek Dağı'ndaki karstik depresyonların derinlikleri Saga 6.4.0 programı ve Python destekli analizler kullanılarak hesaplanmıştır.

Karstik depresyonların daha iyi yorumlanabilmesi ve mekânsal dağılım özelliklerinin daha net ortaya konulabilmesi amacıyla ArcMap 10.5 ve Saga 6.4.0 yazılımları kullanılarak Kırmızı Rölyef (PRIM) görüntüsü oluşturulmuştur. Çalışma sahasının jeoloji haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'ne (MTA) ait 1/25.000 ölçekli jeoloji paftaları temel alınarak hazırlanmıştır.

Karstik depresyonların gelişimi ve evrimini kontrol eden tektonik süreçler (örneğin faylanma, çatlak sistemlerinin oluşumu) ve yapısal sistemler (örneğin antiklinal ve graben eksenleri, eğimli tabaka yüzeyleri) aynı zamanda bölgesel paleocoğrafik süreçlerin anlaşılmasına da katkı sağlamaktadır. Bu nedenle çeşitli yollarla temin edilebilen çizgisellikler, karstik depresyonların gelişimini anlamada başvurulan referanslardan biridir. Bu bağlamda Landsat uydu görüntüleri Geomatica yazılımında işlenerek saha üzerindeki çizgisellikler analiz edilmiştir. Görüntü işleme sürecinde, öncelikle atmosferik ve radyometrik düzeltmeler uygulanmış, ardından kenar belirleme filtreleri ile olası çizgisellikler tespit edilmiştir. Daha sonra, otomatik çizgisellik çıkarımı algoritması ile jeomorfolojik ve yapısal hatlar belirlenmiş, elde edilen veriler CBS ortamında değerlendirilmiştir. Tektonik yapılar ve depresyonların uzun eksen yönelimleri GeoRose programı kullanılarak analiz edilmiş ve gül diyagramları ile görselleştirilmiştir. Bu sayede yapısal unsurların mekânsal dağılımı sistematik bir şekilde değerlendirilmiştir.

Karstik depresyonların otomatik tespiti ve morfometrik analizlerinin gerçekleştirilmesi amacıyla Sayısal Yükseklik Modeli (SYM/DEM) verileri, SAGA GIS yazılımı kullanılarak işlenmiştir. Öncelikle, veri doğruluğunu artırmak ve hidrolojik anormallikleri gidermek amacıyla "Sink Removal" aracı uygulanarak yüzeydeki kapalı depresyonlar doldurulmuştur. Daha sonra, orijinal DEM ile doldurulmuş DEM arasındaki fark, "Grid Calculator" aracı ile hesaplanarak depresyon alanlarının mekânsal dağılımı belirlenmiştir. Elde edilen depresyon verileri, "Grid to Vector" aracı kullanılarak vektör formatına dönüştürülmüş ve topografya haritaları ile karşılaştırılarak karstik depresyonların dağılımı ile derinlik özellikleri analiz edilmiştir. Bu yöntem, çalışma sahasındaki yüzey morfolojisinin detaylı bir şekilde değerlendirilmesini sağlamanın yanı sıra, karstik süreçlerin mekânsal dinamiklerini anlamaya yönelik nicel veriler sunmaktadır.

## BÖLGESEL ORTAM ÖZELLİKLERİ

Toros Orojenik Kuşağı içinde yer alan Engizek Dağı, Güneydoğu Toroslar'ın en batı ucunda bulunmaktadır. Güneydoğu Toroslar, batıda Amanos Dağları'nın sona erdiği noktadan başlayarak, Elbistan Ovası'nın güneyinde yer alan Engizek, Nurhak, Berit ve Ahır dağlarını da kapsayacak şekilde doğuya doğru uzanmaktadır. Bu dağ silsilesi, Malatya, Maden, Akçakara, Muş güneyi ve Kavuşşahap (İhtiyarşahap) dağları boyunca devam ederek Hakkâri Dağları'na ulaşmaktadır (İzbırak, 1983). Engizek Dağı, Doğu Toroslar'daki birçok yükselim gibi (Atalay, 2003; Siler ve Şengün, 2011; Tonbul, 2012; Öztürk vd., 2018a; Öztürk vd., 2018b; İş, 2019; Öztürk, 2020; Şimşek vd., 2020; Zorer vd., 2022; Çetinkaya

vd., 2023), karstlaşmayı denetleyen süreçlerin etkisi altında çok sayıda karstik depresyonun geliştiği dağlık bir alanı temsil etmektedir (Şekil 4 ve 6). Çalışma alanı Anadolu'nun karst bölgeleri sınıflandırmasına göre (Nazik ve Tuncer, 2010), Toros Dağları Karst Bölgesi içinde yer almakta olup Orta Toros alt karst alanında konumlanmaktadır. Doğu Anadolu Karst Alanı'nın batı sınırına yakın bir konumda bulunan dağ, aynı zamanda Kıvrımlı Kuşak alt karst alanıyla da lito-stratigrafik benzerlikler göstermektedir.

Engizek Dağı ve yakın çevresi, jeolojik devirler boyunca birçok tektonik hareketten etkilenmiş olup, bölgenin jeolojik ve jeomorfolojik evrimi büyük ölçüde bu süreçlerin kontrolünde şekillenmiştir (Altınlı, 1966; Yılmaz vd., 1987; Yiğitbaş, 1989; Yıldırım, 1989; Biricik, 2010; Esen, 2014; Seven, 2017; Seven vd., 2017; İş, 2019; Yalçın ve Kop, 2022). Çalışma sahasında Paleozoyik'ten Kuvaterner'e kadar uzanan tüm jeolojik dönemlere ait yapılar gözlemlenebilmektedir. Bölgenin yoğun tektonik hareketlere maruz kalması ve sıkışmaya uğraması, kayaçların sürüklenmesi, bindirme ve şaryaj yapılarının oluşumu ile faylanmalara yol açmıştır (Yiğitbaş, 1989).

**Şekil 2.** Engizek Dağı kütlesinde etkili olan tektonik süreçler yüzey ve yer altı karstına ait morfolojik birimlerin morfojenetik evrimlerini de denetleyen yapısal bir etken karakterindedir. **a)** Kütlede derinliği yaklaşık 50 m'yi bulan Sakça Mağarası fay denetiminde gelişmiştir. Mağara fay düzlemi boyunca tavan ve taban blok sınırında açılmıştır. **b)** Kütlede yüzey karstını denetleyen bir fayın mostra veren düzlemi, **c)** Kütlede dolin gelişimini denetleyen bir fayın topoğrafik yüzeyde oluşturduğu morfolojik sarplık.

***Figure 2.*** *The tectonic processes affecting the Mount Engizek block are a structural factor that also controls the morphogenetic evolution of the morphological units belonging to surface and underground karst.* ***a)*** *Sakça Cave, which is about 50 m deep in the Mountain, was developed under fault control. The cave was opened along the*

*fault plane at the upper and lower block boundary.* ***b)*** *Outcropping plane of a fault controlling surface karst in the mass.* ***c)*** *Morphologic steepness on the topographic surface of a fault controlling doline development in the Mountain.*

Anadolu Levhası ile Arap Levhası'nın birbirine yaklaşması ve okyanus tabanının tüketilmesi sürecinde, allokton birimler (Malatya Metamorfitleri) güney yönünde Arap Platformu üzerine itilmiş ve bu süreç, iki kıta arasında kenet kuşağı ile birlikte bindirmeler, faylar ve şaryaj cephelerinin oluşumuna zemin hazırlamıştır (Yılmaz, 1984; Yılmaz, 1987; Yılmaz vd., 1987; Yiğitbaş, 1989). Şaryaj cepheleri, Arap Levhası'nın en kuzey sınırında konumlanmış olup, allokton birimlerin birleştiği hat boyunca gelişmiş ve doğu-batı doğrultusunda uzanan tektonik dilimlerden oluşmuştur (Yıldırım, 1989). Bölgenin aktif tektonik yapısı, Engizek Dağı'nın günümüzdeki morfolojik özelliklerini kazanmasında belirleyici bir faktör olmuştur (Şekil 2).

Engizek Dağı'nın yüksek kesimlerinde, Paleozoyik, Mesozoyik ve Tersiyer dönemlerine ait mermerler, kırıntılı kayaçlar ve kireçtaşı gibi çözünebilen litolojik birimler geniş bir yayılım göstermektedir (Yiğitbaş, 1989; Seven, 2017; Şekil 2, 3 ve 4). Çalışma sahasında karstik gelişimin en yaygın olduğu litolojik birimler, Paleozoyik yaşlı Malatya Metamorfitleri dahilinde bulunan mermerler ile Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarıdır. Yaklaşık 700–750 m kalınlığa ulaşan bu birimler (Yiğitbaş, 1989), çalışma sahasında en geniş yayılım alanına sahip olup allokton bir kütle niteliği taşımaktadır. Bölgede yüzey karstı gelişimi oldukça belirgindir (Şekil 5). Özellikle Malatya Metamorfitleri ve Mesozoyik yaşlı kireçtaşları üzerinde lapya, dolin, uvala ve polye gibi yüzey karstı formları yaygın olarak gözlemlenmektedir. Bunun yanı sıra, Büyük Yeşil Polyesi çevresinde aktif karstifikasyonun, bireşik dokudaki konglomeratik kayaçlarda gelişim sağladığı da tespit edilmiştir (Şekil 3c, Şekil 3d).

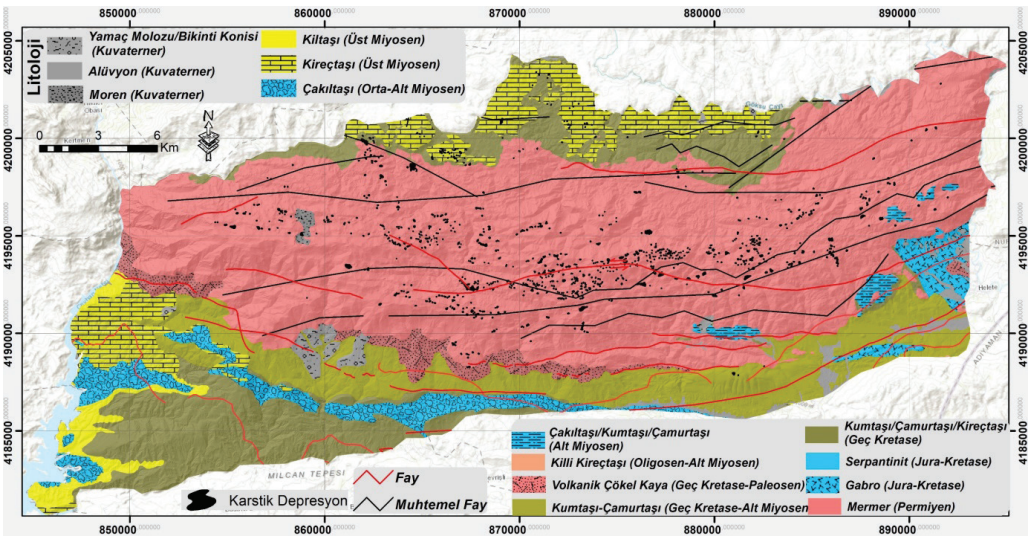
Tektonik süreçler, bölgenin hem jeolojik hem de morfolojik yapısını önemli ölçüde şekillendirmiştir. Sıkışma ve bindirme hareketleri sonucunda sahada genel olarak doğu-batı (D-B) ve DKD-BGB doğrultulu fay ve çatlak sistemleri gelişmiş ve karstik süreçler, bu fay sistemlerinin uzanımına paralel olarak ilerlemiştir (Şekil 4). Bu tektonik süreçler, bölgenin kırıklı bir yapı kazanmasına da neden olmuş ve eğim değerlerini önemli ölçüde etkileyerek bindirme bölgesinde yamaç eğimlerinin oldukça yüksek seviyelere ulaşmasına yol açmıştır. Dağın morfolojik yapısı incelendiğinde, yükseltinin doğudan batıya doğru kademeli olarak arttığı görülmektedir. Bu nedenle Engizek Dağı'nın doğu ve batı kesimleri arasında belirgin bir yükselti farkı bulunmakta olup doğuda yükselti ortalama 1000–1500 m arasında değişirken, batıda bu değer yaklaşık 2000 m'ye ulaşmaktadır.

Dağın batı kesiminde sıkışmanın daha şiddetli olması, doğu ile batı arasında belirgin bir yükselti farkının oluşmasına neden olmuş (Şekil 1c) ve özellikle batı bölgesinin yüksek kesimlerinde geçmişte buzullaşma koşullarının yaşanmasına zemin hazırlamıştır (Seven vd., 2017). Engizek Dağı'nın günümüz jeomorfik yapısı, karstlaşma (Şekil 5), paleo-buzullaşma, flüviyal süreçler ve bunları denetleyen tektonik hareketlerin etkisiyle şekillenmiştir (Seven, 2017).

Engizek Dağı, yüksek bir kütle olduğundan üzerinde herhangi bir meteoroloji istasyonu bulunmamaktadır. Bu nedenle, çalışma alanına ait sıcaklık ve yağış verileri, Fick ve Hijmans'ın (2017) oluşturduğu küresel gridli iklim verilerini Doğu Toroslar'daki karstik alanlara uyarlayan Çetinkaya (2022) tarafından sağlanan verilerden elde edilmiştir. Bu verilere göre Engizek Dağı'nda yıllık ortalama sıcaklık 7 ºC, yıllık toplam yağış miktarı ise 561 mm'dir. Ayrıca, Öztürk vd. (2017b) tarafından yapılan Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına göre Engizek Dağı, Dsb harfleriyle ifade edilen "yazları sıcak ve ılık, kışları soğuk ve nemli orta enlem (karasal)" iklim tipi içerisinde yer almaktadır**.**

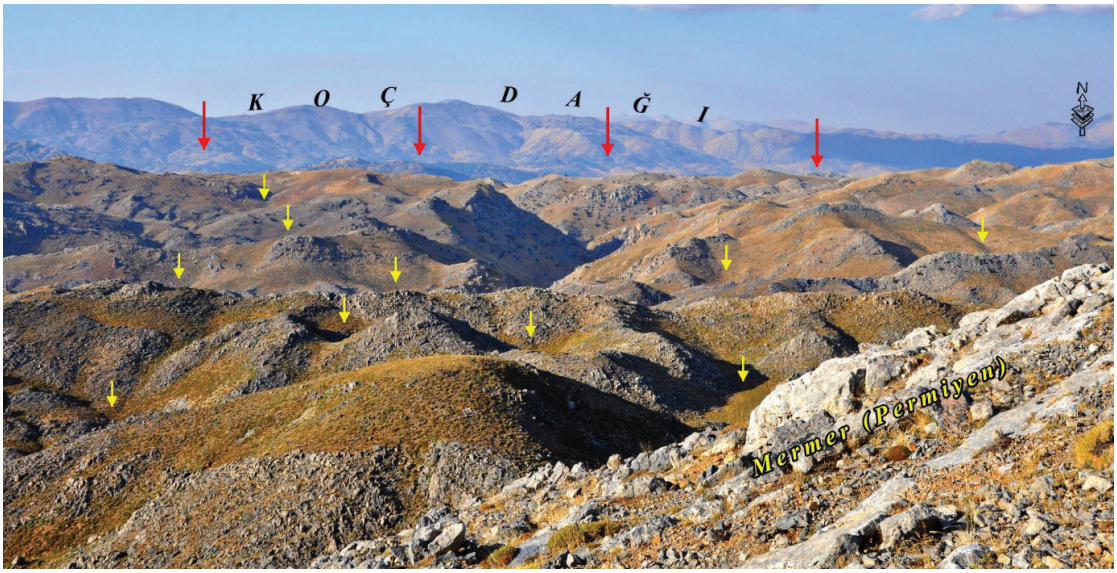
**Şekil 3. a, b)** Engizek Dağı'nda karstlaşmanın geliştiği birincil litolojilerden biri olan Malatya Metamorfitleri'ne ait mermerler, **c** ve **d)** Kütlede karstlaşma sürecinin geliştiği bir diğer litoloji olan konglomeralar, **e)** Kütlede karstlaşmanın geliştiği bol fosil kavkılı kireçtaşı.

***Figure 3. a, b)*** *Marbles belonging to Malatya Metamorphites, one of the primary lithologies where karstification developed on Mount Engizek,* ***c*** *and* ***d)*** *Conglomerates, another lithology where karstification process developed in the massif,* ***e)*** *Limestone with abundant fossil gravels where karstification developed in the Mountain.*




**Şekil 4**. Engizek Dağı'nın jeoloji haritası (MTA 1/25.000 ölçekli Gaziantep M38a1, a2, a3, a4, M38b1, b2, b3 jeoloji paftalarından değiştirilerek. Fay verisi URL-1'den alınmıştır).

***Figure 4.*** *Geological map of Mount Engizek (Modified from MTA 1/25.000 scale Gaziantep M38a1, a2, a3, a4, M38b1, b2, b3 geological maps. Fault data was obtained from URL-1).*




**Şekil 5.** Engizek Dağı zirve düzlüklerinin kuzey yamaçlarında Permiyen mermerler üzerinde gelişen karst topoğrafyası (sarı oklar farklı jeomorfik yapıdaki dolinleri göstermektedir) ve arka planda dağın kuzeyinde konumlanmış Koç Dağı. Engizek Dağı ile Koç Dağı arasında kırmızı oklarla gösterilen alan ise fayların denetiminde gelişmiş D-B eksenli tektonik bir oluğu (çöküntü alanını) göstermektedir.

***Figure 5.*** *Karst topography developed on Permian marbles on the northern part of the summit plateaus of Mount Engizek (yellow arrows indicate dolines with different geomorphic structures) and Koç Mountain located to the north of the mountain in the background. The area between Mount Engizek and Mount Koç, indicated by the red arrows, shows a D-B axis tectonic trough (depression area) developed under the control of faults.*

## BULGULAR

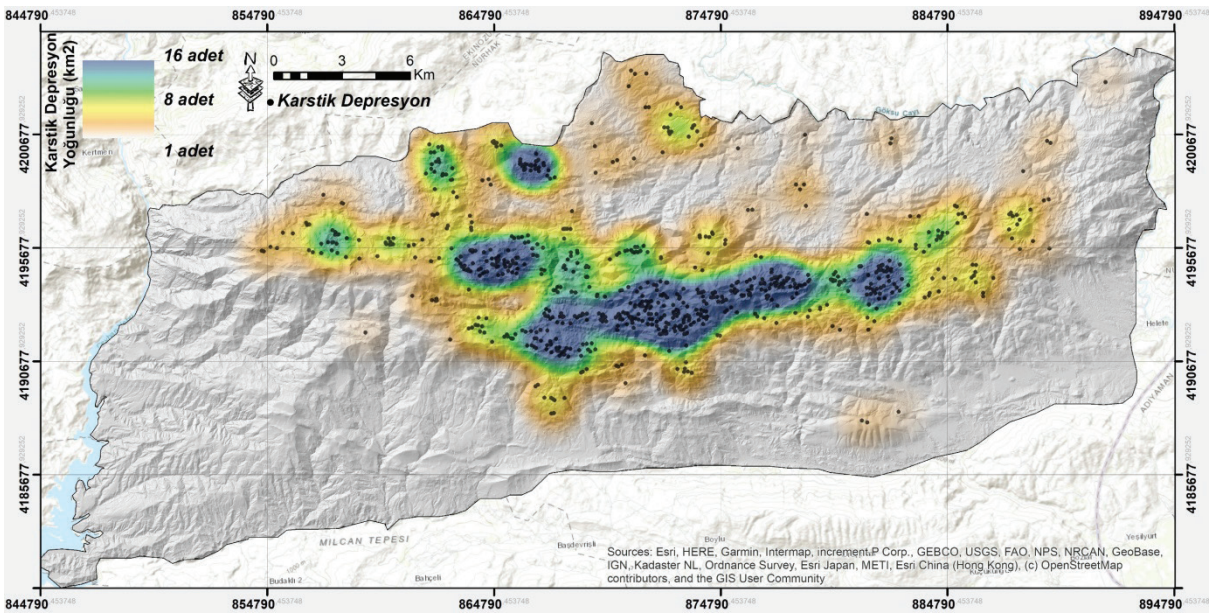
### Karstik Depresyonların Morfometrisi

Engizek Dağı'nda yer alan yaklaşık 872 karstik depresyon morfometrik analizlere tabi tutulmuştur. Özellikle kütlenin merkezi kesiminde, DKD-BGB doğrultusunda yoğunlaşan depresyon dağılımı (Şekil 6), büyük ölçüde dağın zirve ekseninin yönelimiyle örtüşmektedir. Bu yoğunlaşmanın, bölgedeki antiklinal eksene karşılık gelmesi nedeniyle gerçekleştiği değerlendirilmektedir. Karstlaşmaya uygun yaklaşık 200 km²'lik bir alan içinde, kilometrekare başına düşen karstik depresyon yoğunluğu değişkenlik göstermekte olup, maksimum 16 depresyon, ortalama ise 5 depresyon (dolin/uvala) tespit edilmiştir. Bu değer, bölgedeki karstik depresyon yoğunluğunun oldukça düşük olduğunu göstermektedir. Nitekim Faivre ve Pahernik'in (2007) sınıflandırmasına göre bu değer, düşük yoğunluk kategorisine (dolin sayısı <10) karşılık gelmektedir.

Morfometrik analiz sonuçlarına göre, depresyonların ortalama uzunluğu 62 m olup, minimum 16 m ve maksimum 413 m arasında değişmektedir. Genişlik değerleri ise ortalama 41 m olarak hesaplanmış, en dar depresyon 14 m, en geniş depresyon ise 194 m olarak belirlenmiştir. Uzunluk/Genişlik (L/W) oranı ortalama 1,12 olup, minimum 0,5 ve maksimum 7,32 arasında değişmektedir. Uzunluk/Genişlik oranı, bir depresyonun planimetrik şeklini değerlendirmede önemli bir morfometrik parametre olup, depresyonların şeklinin dairesellikten uzaklaşıp daha uzamış formlar kazandığını göstermektedir (Basso vd., 2013). L/W oranı 2,65 olarak belirlenmiş olup, bu durum çalışma sahasındaki depresyonların %95'inin L/W oranının 2,65'ten düşük olduğunu, yalnızca en büyük %5'lik dilimde yer alan depresyonların belirgin şekilde uzamış bir form sergilediğini göstermektedir. Genel olarak, depresyonların büyük bir kısmının dairesel veya

yarı dairesel (L/W < 1,21) morfolojiye sahiptir. Depresyonların çevre uzunluğu ortalama 189 m olarak hesaplanmış olup, minimum 53 m ve maksimum 1.737 m arasında değişmektedir. Alan büyüklükleri ise geniş bir varyasyon göstererek ortalama 2.884 m², minimum 214 m² ve maksimum 71.901 m² olarak ölçülmüştür.

Depresyon alanlarının dağılımı incelendiğinde, küçük ölçekli depresyonların (≤460 m²) aktif karstik süreçlerin devam ettiğini gösterdiği, büyük ölçekli depresyonların (≥8.555 m²) ise uzun süreli karstlaşma ve tektonik süreçlerle ilişkili olduğunu düşündürmektedir. Maksimum 71.901 m²'lik alan büyüklüğüne sahip depresyonların, birleşmiş dolin sistemleri veya polye oluşumlarının erken evreleriyle ilişkili olabileceği değerlendirilmiştir. Depresyonların geometrik formlarını değerlendirmek amacıyla alan ve çevre uzunluğu verileri kullanılarak hesaplanan dairesellik indeksi, ortalama 1,12 olarak belirlenmiştir. En düşük 1,00, en yüksek 1,82 değerleri arasında değişen bu oran, şeklin dairesellikten ne derece uzaklaştığını değerlendirmede kritik bir parametredir. Çalışma sahasındaki depresyonların yükselti değerlerine göre, minimum depresyon taban yüksekliği ortalama 2.103 m, en düşük 1.223 m ve en yüksek 2547 m'dir. Maksimum depresyon taban yüksekliği ise ortalama 2.111 m, en düşük 1.227 m ve en yüksek 2.555 m'dir. Ortalama depresyon yüksekliği 2.106 m olup, en düşük 1.226 m ve en yüksek 2.551 m arasında değişmektedir. Depresyonların büyük çoğunluğunun dağın orta kesimlerinde yoğunlaşması, bu alanın yüksek karstik plato özelliği taşıması ve depresyonların antiklinaller ile ilişkili olarak gelişmeleriyle açıklanabilir. Ayrıca, depresyon yamaçlarındaki eğim değerleri de analiz edilerek, ortalama eğim açısının 12°, en düşük 1° ve en yüksek 37° olduğu belirlenmiştir (Çizelge 1). Derinliği fazla olan depresyonlarda eğim değerlerinin de yüksek olması, karstik erime süreçlerinin topografya üzerindeki etkilerini anlamak açısından önemli bir bulgudur. Eğim değerlerindeki bu farklılıklar, karstik erimenin yanı sıra tektonik süreçlerin de depresyon morfolojisini şekillendirdiğini göstermektedir.

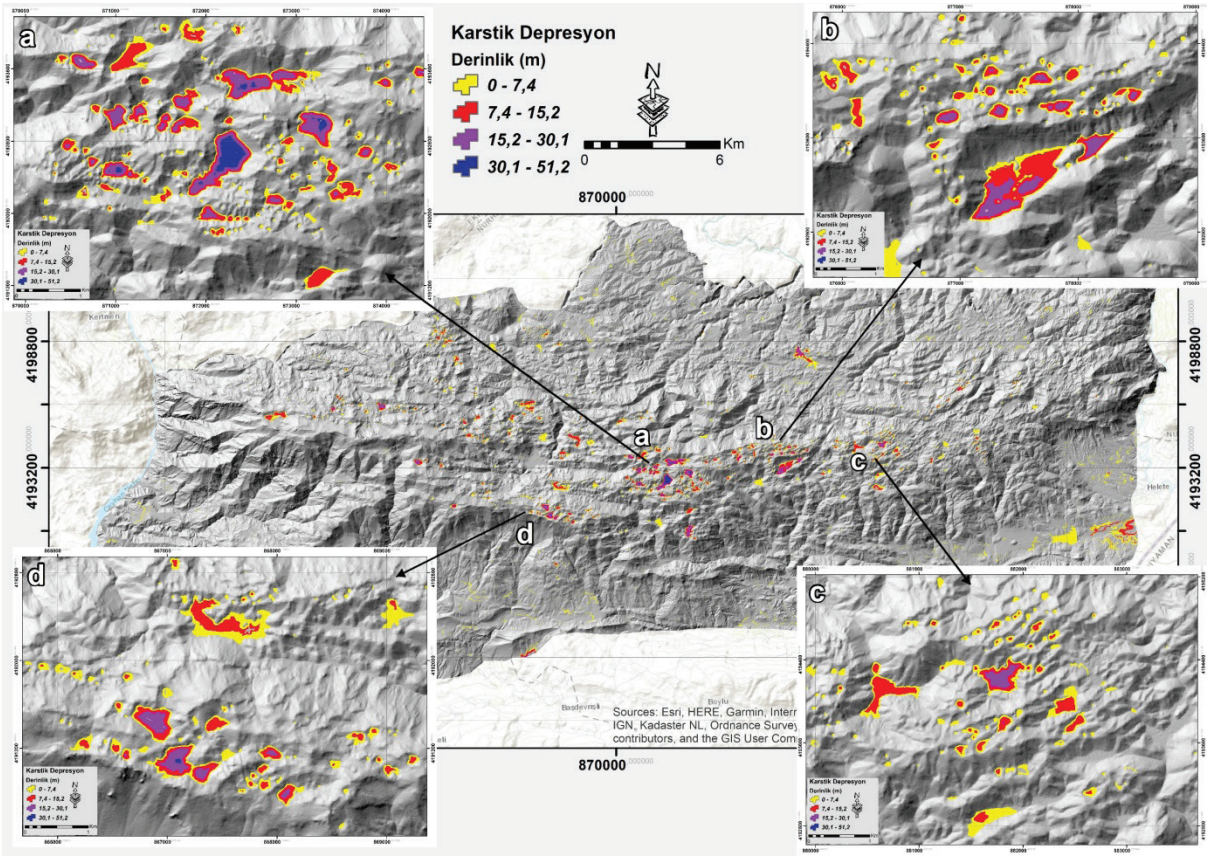



**Şekil 6.** Engizek Dağı kütlesinde karstik depresyonlar ve depresyonların yoğunluğu (Karstlaşabilir yüzey alanında km²'ye yaklaşık 5 depresyon düşmektedir).

***Figure 6.*** *Karstic depressions and density of depressions in the Mount Engizek massif (approximately 5 depressions per km² of karstable surface area).*

**Çizelge 1.** Engizek Dağı'ndaki depresyonlara ait morfometrik özelliklerin istatistiksel dağılımı.
***Table 1.*** *Statistical distribution of the morphometric features of depressions on Mount Engizek.*

| | Uzunluk (L) (m) | Genişlik (W) (m) | Uzunluk/ Genişlik Oranı (L/W) | Çevre Uzunluğu (m) | Alan ($m^2$) | Dairesellik İndisi | Minimum Yükselti (m) | Maximum Yükselti (m) | Ortalama Yükselti(m) | Derinlik (m) | Ortalama Eğim (°) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Min. | 16 | 14 | 0,5 | 53 | 214 | 1 | 1.223 | 1.227 | 1.226 | 1 | 1 |
| 5% | 25 | 20 | 0,8 | 80 | 460 | 1,07 | 1.670 | 1.681 | 1.675 | 3 | 3 |
| Ort. | 62 | 41 | 1,12 | 189 | 2.884 | 1,12 | 2.103 | 2.111 | 2.103 | 8.3 | 12 |
| 95% | 138 | 80 | 2,65 | 427 | 8.555 | 1,33 | 2.419 | 2.427 | 2.423 | 18 | 22 |
| Mak. | 413 | 194 | 7,32 | 1.737 | 71.901 | 1,82 | 2.547 | 2.555 | 2.551 | 31 | 37 |




**Şekil 7.** Engizek Dağı'nda kapalı depresyon analizine göre karstik depresyonların dağılımı ve yaklaşık derinliklerinin metrik değerleri. **a, b, c,** ve **d** örnek alanların yakın plan görünümünü sağlamaktadır.

***Figure 7.*** *Distribution of karstic depressions and metric values of their approximate depths according to the closed depression analysis on Mount Engizek.* ***a, b, c****, and* ***d*** *provide close-up view of the sample areas.*

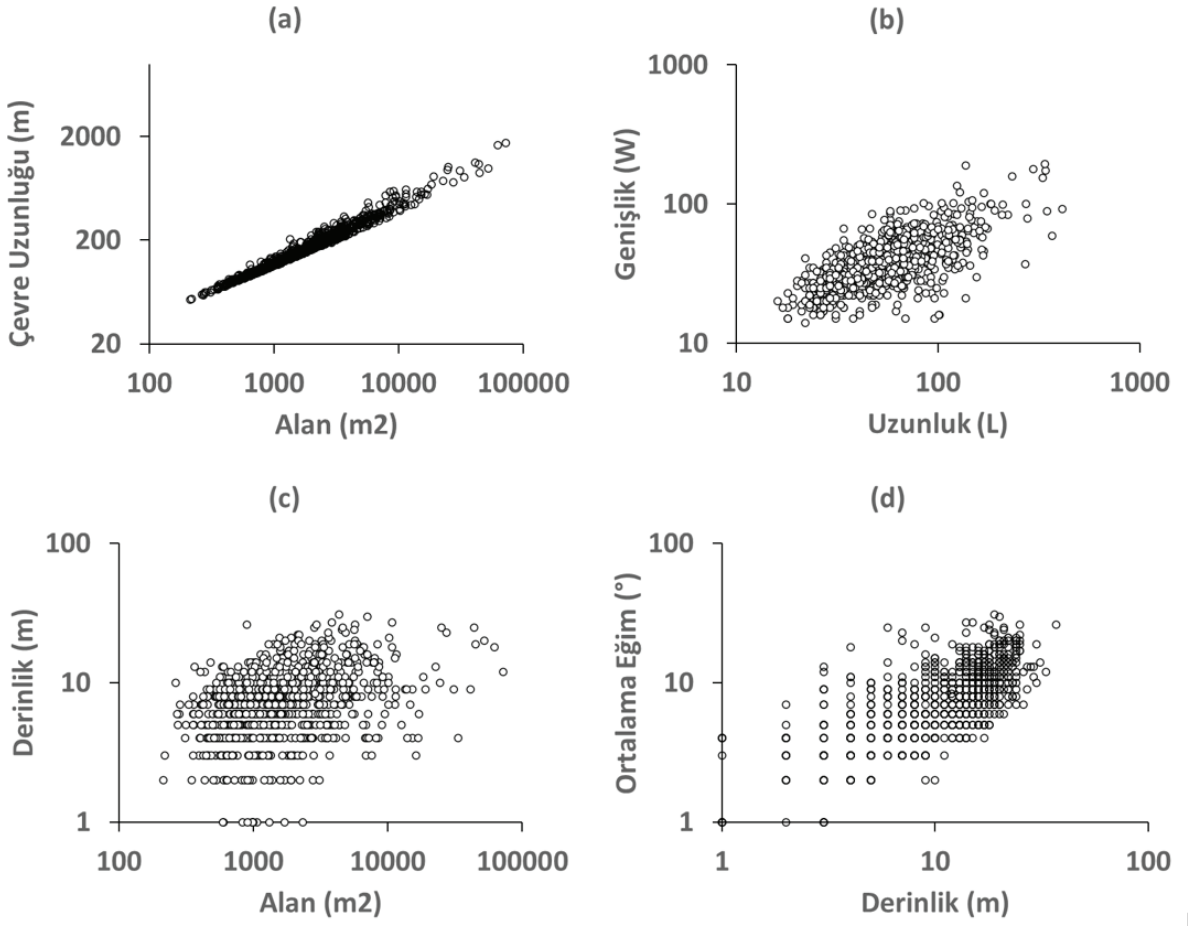
CBS ortamında gerçekleştirilen depresyon analizine (closed depression) göre kütlede depresyon derinlikleri 1 ila 52 m arasında değişmektedir (Şekil 7). Bunun yanı sıra, 5 m'lik SYM görüntülerine dayalı morfometrik analiz destekli hesaplamalar, depresyon derinliğinin 1 ila 31 m arasında değiştiğini ve ortalama derinlik değerinin 8,3 m olduğunu göstermektedir.

Çalışmada ayrıca Engizek Dağı'ndaki karstik depresyonların morfometrik özellikleri arasındaki ilişkileri incelemek amacıyla çeşitli parametreler analiz edilmiştir. Çalışmada değerlendirilen bazı morfometrik parametreler arasında güçlü doğrusal ilişkiler bulunmaktadır. Özellikle alan ile çevre uzunluğu arasında güçlü bir doğrusal ilişki olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 8a). Alan büyüdükçe çevre uzunluğu da sistematik olarak artmaktadır, bu durum depresyonların genişleme süreçleriyle doğrudan ilişkilidir. Benzer şekilde, uzunluk ve genişlik değerleri arasında da pozitif bir korelasyon bulunmaktadır (Şekil 8b), ancak bazı depresyonların daha dar veya uzun formlara sahip olabileceği anlaşılmıştır. Derinlik arttıkça eğim değerlerinin de artış gösterdiği belirlenmiştir (Şekil 8d). Bu durum, özellikle dikine çatlak sistemlerinin etkili olduğu depresyonlarda düden oluşumunun önemli bir rol oynadığını düşündürmektedir. Alan ve derinlik arasındaki ilişki ise daha zayıftır, ancak genel olarak büyük alanlı depresyonların daha derin olma eğiliminde olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 8c). Bununla birlikte, depresyonların genellikle dar alanlı ve derin olduğu sonucuna varılmıştır. Elde edilen sonuçlar, çalışmada değerlendirilen morfometrik parametreler arasında genellikle pozitif korelasyonların bulunduğunu ortaya koymaktadır. Bu bulgular, karstik depresyonların gelişiminde litoloji, çatlak sistemleri ve çözünme süreçlerinin bir arada etkili olduğunu göstermektedir.

**Karstik Depresyonların Jeomorfik Özellikleri ve Gelişimleri**

Yaklaşık 725 km² yüzey alanına sahip dağlık sahada, topoğrafya haritaları verilerine göre toplam 872 adet karstik depresyon belirlenmiş olup, bunların büyük bir kısmını farklı morfometrik özelliklere sahip dolinler oluşturmaktadır. Bu nedenle, kütlede zirve ekseni boyunca dolin karstının baskın olduğu söylenebilmektedir (Şekil 9). Ayrıca, birçok uvala ve Büyük Yeşil Polyesi olarak adlandırılan karstik ova da diğer karstik depresyonları veya deformasyona uğramış karstik çöküntü alanlarını temsil etmektedir.

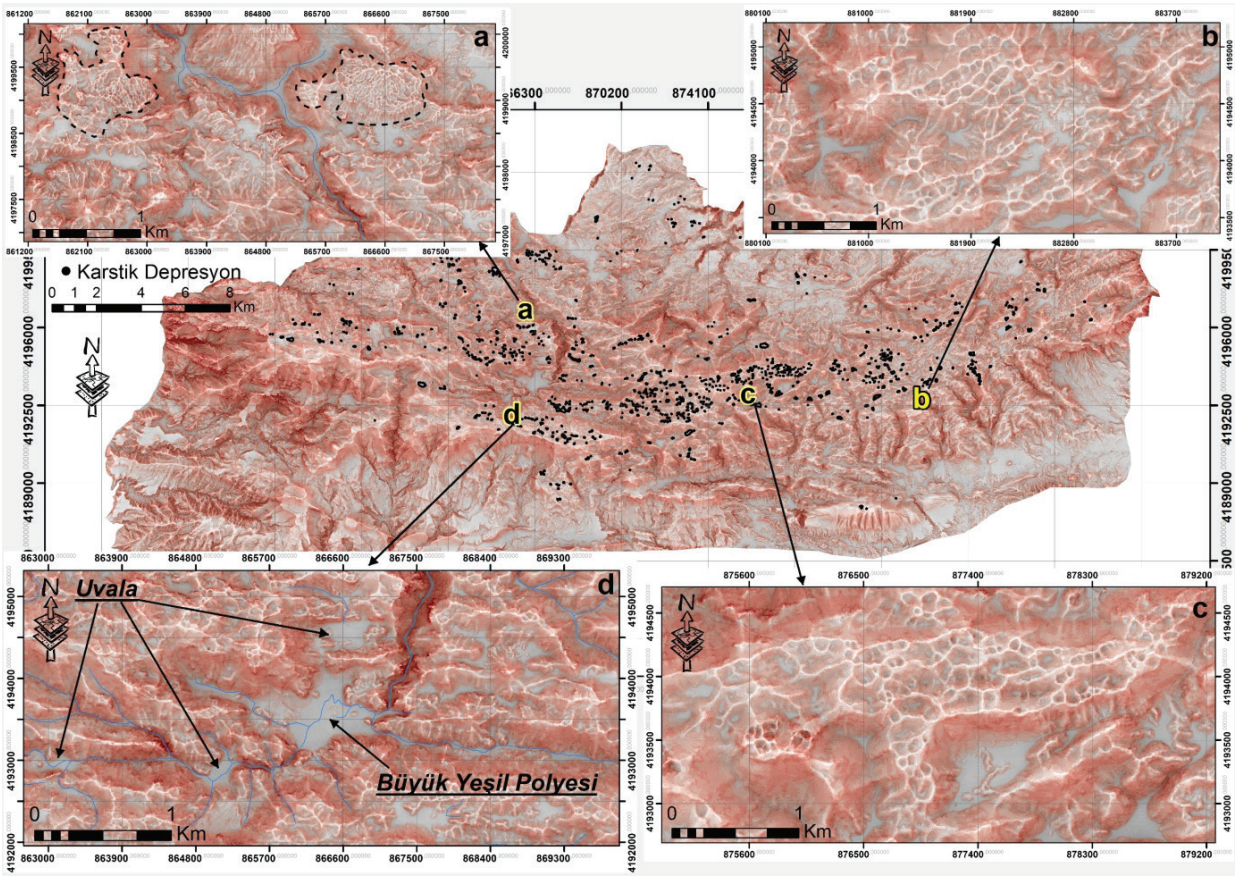
Engizek Dağı'nda yoğun karstlaşmaya rağmen tespit edilen tek polye, Büyük Yeşil Polyesi olarak adlandırılan karstik ovadır (Seven, 2017; Şekil 9d, 10a ve 10b). Geniş bir karstik düzlük niteliğindeki polyenin tabanı oldukça düzgün olup, alanı akaçlayan drenaj sistemi, ova tabanında menderesler oluşturarak polyeyi terk etmektedir. Polyenin kuzey sınırında yer alan humlar, yanal yöndeki karstlaşma süreçlerinin kanıtı niteliğindedir. Polyenin yanı sıra, Engizek Dağı'nda farklı boyutlarda birçok uvala gelişim göstermiştir. Kütlenin çeşitli bölgelerinde (Şekil 9a, b, c ve d) farklı yönelimlerle tespit edilen bu uvalaların morfojenetik gelişimlerinin de farklı olduğu belirlenmiştir. Örneğin, bölgedeki çoğu uvalanın, çözünme dolinleri sırtlarının ortadan kalkmasıyla geliştiği görülürken (Şekil 10c), bazı uvalaların ise paleodrenaj hatlarının karstlaşmasına bağlı olarak oluşan düzlükler olduğu tespit edilmiştir. Bununla birlikte, paleodrenaj sistemleri üzerinde gelişen bazı uvalaların güncel flüvyal sistemlerin etkisi altında olduğu belirlenmiş ve bu tür depresyonlar, jenetik açıdan flüvyo-karstik depresyon olarak tanımlanmıştır (Şekil 10f).




**Şekil 8**. Depresyonlara ait korelasyon parametreleri saçılım diyagramları (grafiklerdeki ölçekler logaritmik olarak gösterilmiştir).

***Figure 8.*** *Scatter diagrams for correlation parameters of Depressions (The scales in the graphs are presented logarithmically).*

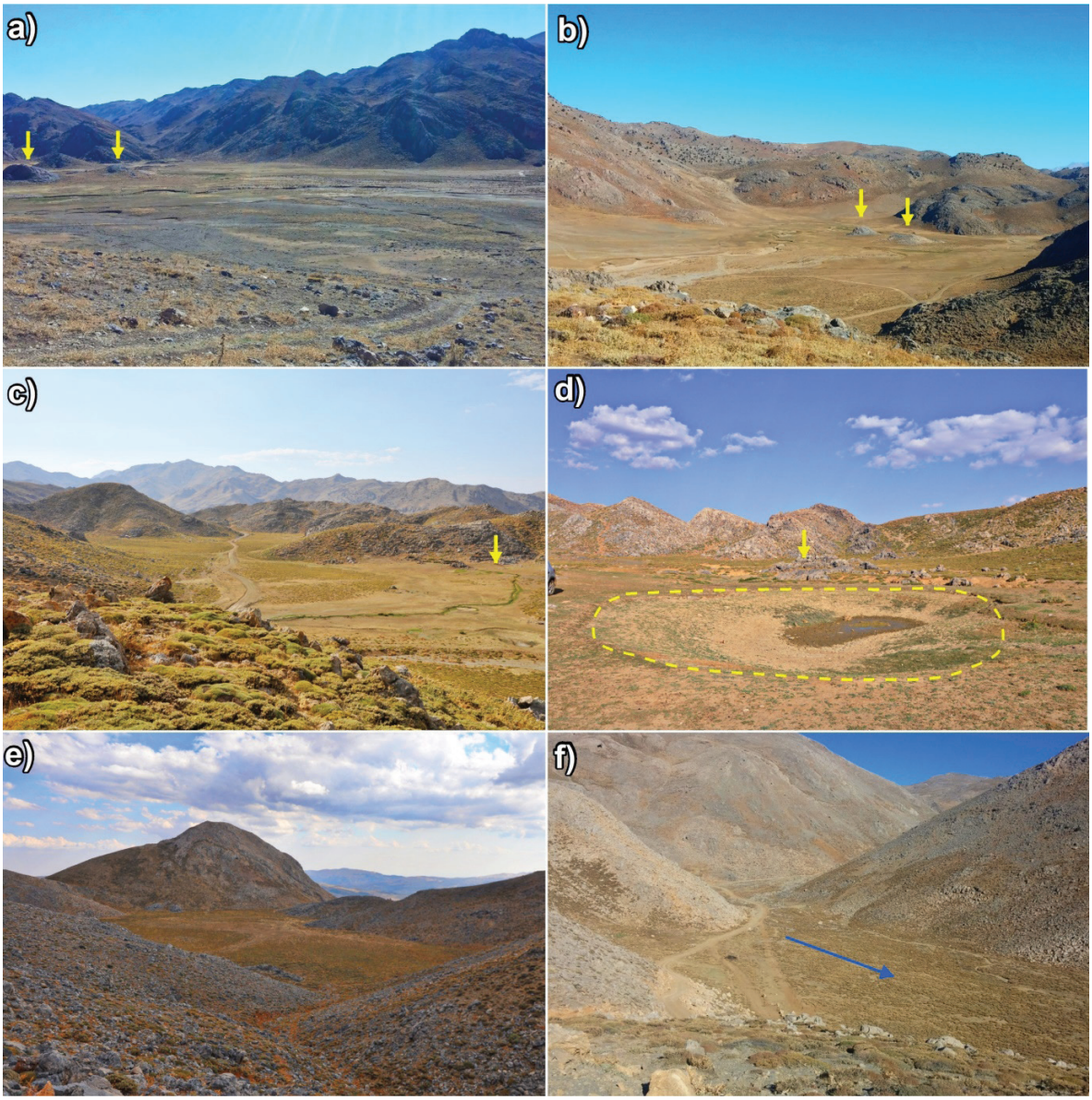
Engizek Dağı kütlesinde dolin türleri arasında en yaygın olanı çözünme dolinleri olup, bu şekillerin büyük ölçüde Permiyen mermerleri (Şekil 4) üzerinde gelişen yüzey karstlaşmasının bir sonucu olduğu belirlenmiştir. Bazı dolinler oldukça dairesel bir form sergilerken, büyük çoğunluğu poligonal karst alanları ile benzer özellikler göstermektedir (Şekil 9b, 9c, 11a, 11b, 11d, 11e, 11f). Bunun yanı sıra, bazı dolinler çöküntü dolini (Şekil 11c) ve alüvyal örtü sübsidans dolini (Şekil 10d, 12g, 12h) türündedir. Çalışma alanındaki dolinlerin bir kısmı ise herhangi bir yamacın çözünmesi sonucunda dış drenaja açıldığından klasik dolin paterninden sapma göstererek yamaç dolini şeklinde gelişmiştir (Şekil 11c). Ayrıca, bazı dolin tabanlarında bulunan düdenlerin drenajı yer altına aktarması nedeniyle huni şeklinde bir morfoloji oluşurken (Şekil 11b ve 11d), bazı dolinlerin tabanı yamaç erozyonu sonucu biriktirilen alüvyal malzeme ile düzleşmiştir (Şekil 11e ve 11f).




**Şekil 9.** Engizek Dağı'nda karstik depresyonların dağılımının kırmızı relief haritası üzerinden görünümü. **a)** Siyah kesik çizgili poligonlar dolin topoğrafyasının baskın karst şekli olduğu asılı kalmış yerel karstik platolardır. **b** ve **c)** Yer yer uvala ve flüvyo-karstik depresyonların da görüldüğü ancak dolinlerin yoğun olduğu tipik poligonal karst alanları, **d)** Engizek Dağı'nda tek polye sistemini temsil eden Büyük Yeşil Polyesi ve çevresindeki uvala/flüvyo-karstik depresyon sistemleri.

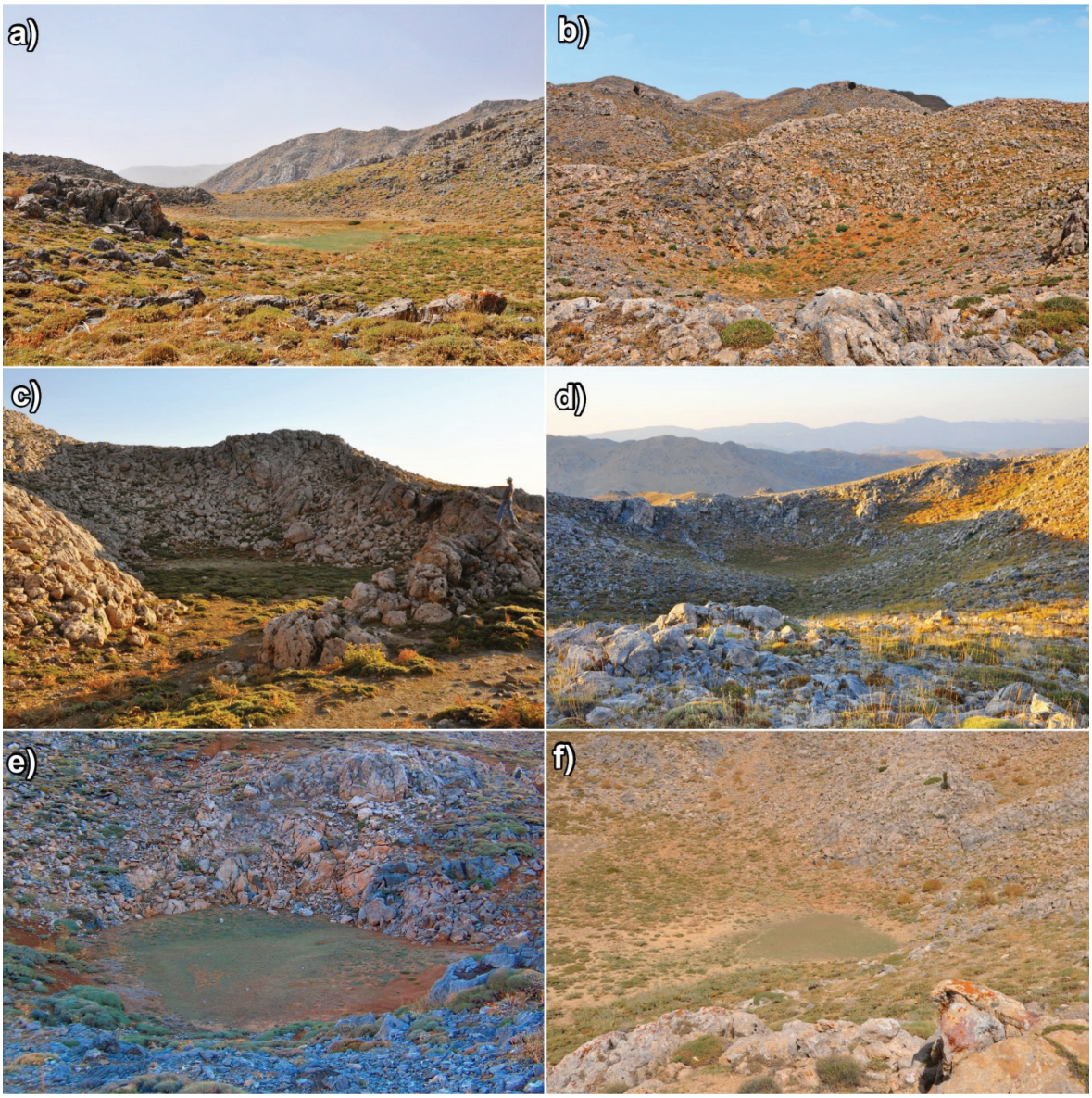
***Figure 9.*** *Distribution of karst depressions on Mount Engizek on the red relief map* ***a)*** *black dashed polygons are suspended local karst plateaus where doline topography is the dominant karst form.* ***b*** *and* ***c)*** *typical polygonal karst areas where uvala and fluvio-karstic depressions are also seen in places but dolines are predominant,* ***d)*** *The Büyük Yeşil Polje and its surrounding uvala/fluvio-karstic depression systems representing the only polje system on Mount Engizek.*

Engizek Dağı kütlesinde, yüzey karstı ile yer altı karstı arasında geçiş morfolojisi niteliği taşıyan (Erinç, 2001; Pekcan, 2019) ve karstik alanlardaki yüzeysel drenajın yer altına aktarılmasını sağlayan düdenler de gelişmiştir. Çalışma sahasındaki düdenlerin tamamına yakını, bölgedeki çatlak sistemlerinin denetiminde oluşmuş olup, karstik depresyonların tabanlarında veya kenarlarında konumlanmaktadır (Şekil 12a, 12c, 12f, 12g ve 12h). Dikey çatlak sistemlerinin göstergesi olan düdenler dolinlerin derinlik kazanmasında etkili olan faktörler arasında yer almaktadır. Bununla birlikte, bazı düdenlere yalnızca morfolojik birimler olarak rastlanmaktadır (Şekil 12d). Bu ikinci grup düdenlerin, mikro karstik depresyonların gelişim sürecini yansıttığı düşünülmektedir. Nitekim bu düdenlerin yer aldığı topoğrafik yüzey dolin morfolojisi karakterinden uzaktır ve belirgin bir dairesel geometrik görünüm sunmamaktadır (Şekil 12b ve 12d).




**Şekil 10. a** ve **b)** Engizek Dağı'nda tespit edilen tek karstik ova olan Büyük Yeşil Polyesi. Polye tabanı kalın alüvyal dolgu ile dolduğu için oldukça düzdür ve sarı oklarla gösterilen yerler humlara karşılık gelir. **c)** Dolinlerin yanal karstlaşmaya bağlı olarak genişlemesiyle oluşmuş uvala. Fotonun sağında uvalayı drene eden akarsuyun yer altına sızdığı düden konumlanmıştır (sarı ok). **d)** Engizek Dağı'nda çözünme dolinlerinin yanı sıra geniş karstik düzlüklerin tabanında gelişen örtü sübsidans dolinlerinden biri. **e)** Dairesel formdan uzak geometriye sahip bir uvala, **f)** Flüvyo-karstik depresyon. Mavi ok güncel drenaj ağının akış yönünü göstermektedir.

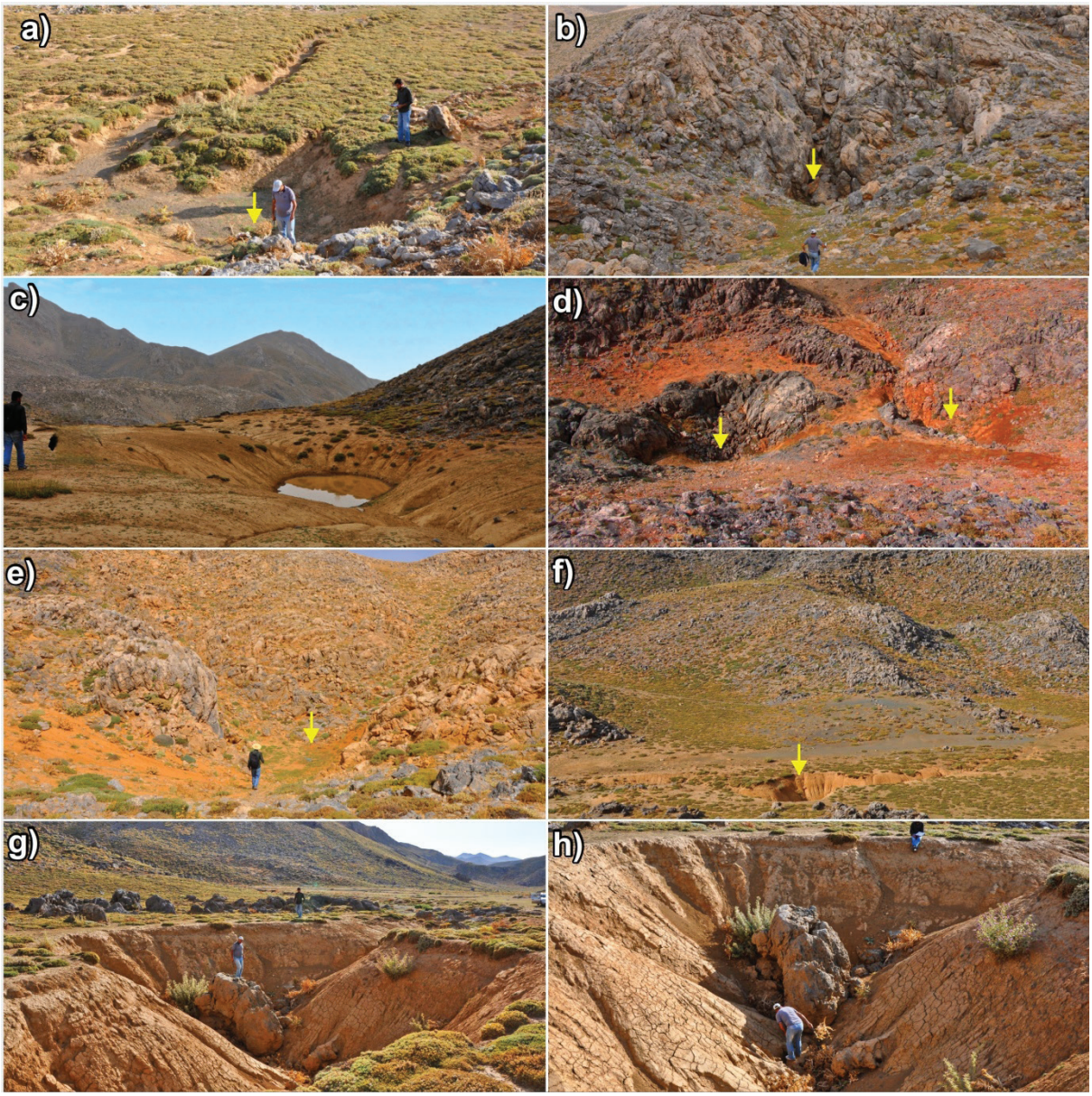
***Figure 10. a** and **b)** The Büyük Yeşil Polje, the only karstic plain identified in the Mount Engizek massif. The base of the polje is relatively flat due to the thick alluvial fill, and the areas indicated by the yellow arrows correspond to hummocks. **c)** A uvala formed by the expansion of dolines due to lateral karstification. To the right of the photograph is the sinkhole where the stream draining the uvala seeps underground (yellow arrow). **d)** One of the cover-subsidence dolines developed at the base of large karstic plains in addition to dissolution dolines on Mount Engizek. **e)** A uvala with a geometry that deviates from a circular form. **f)** Fluvio-karstic depression. The blue arrow indicates the flow direction of the current drainage network.*




**Şekil 11. a, b, d, e, f)** Çözünme dolinleri, **c)** Dış drenaja açıldığı için kapalı depresyon özelliğini kaybeden yamaç dolini. Çözünme dolinlerinin bazıları (b ve d) huni formlu tabana sahipken bazılarının tabanı alüvyal dolgudan dolayı düzleşmiştir (a, e, f).

***Figure 11. a, b, d, e, f)*** *Dissolution dolines, c) Slope doline that lost its closed depression characteristic due to opening to external drainage. Some of the dissolution dolines (b and d) have funnel-shaped bottoms, while others have flattened bottoms due to alluvial deposition (a, e, f).*

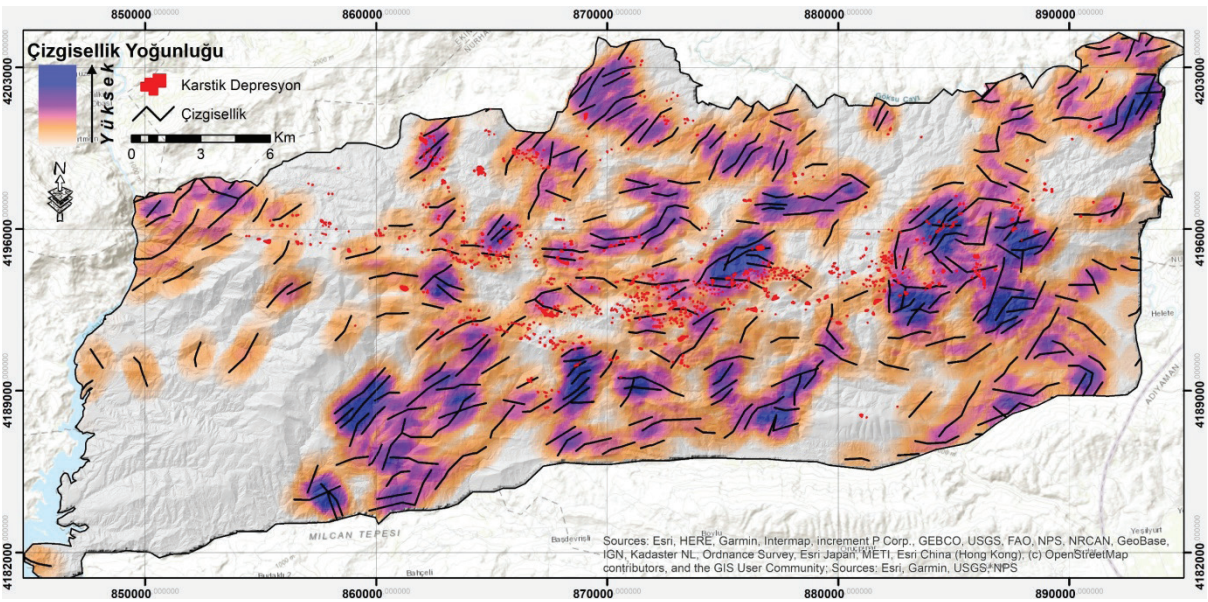
Ayrıca, Büyük Yeşil Polyesi ve bazı uvala sistemlerinde yer alan düdenler, toprak düden (Güldalı, 1970; Keser, 2004) niteliği taşırken, dolin tabanlarında/yamaçlarında bulunan düdenler ise kaya düdeni şeklinde morfolojik özelliklere sahiptir. Toprak düden olarak tanımlanan yapıların, aslında alüvyal örtü dolini (alüvyal dolin) türüne dahil edildiği de belirtilmiştir (Doğan, 2004; Seven, 2017; Şekil 12g ve 12h).




**Şekil 12. a)** Karstik depresyon kenarında kayalık yüzey ile tabandaki toprak örtüsünün dokanak noktasında gelişen toprak düden, **b)** Kayalık bir yamacın kenarında yamaç sularının drene edildiği düden, **c)** Tıkanmış toprak düden, **d)** Yamaç sularını drene eden kaya düdeni (sağda) ve çözünme dolini tabanında gelişen düden (solda), **e)** Dolin tabanındaki düden, **f, g, h)** Karstik düzlük tabanında kalın sediman örtüsü içinde gelişen toprak düden (g ve h, Literatürdeki tanıma göre alüvyal dolin olarak değerlendirilmektedir).

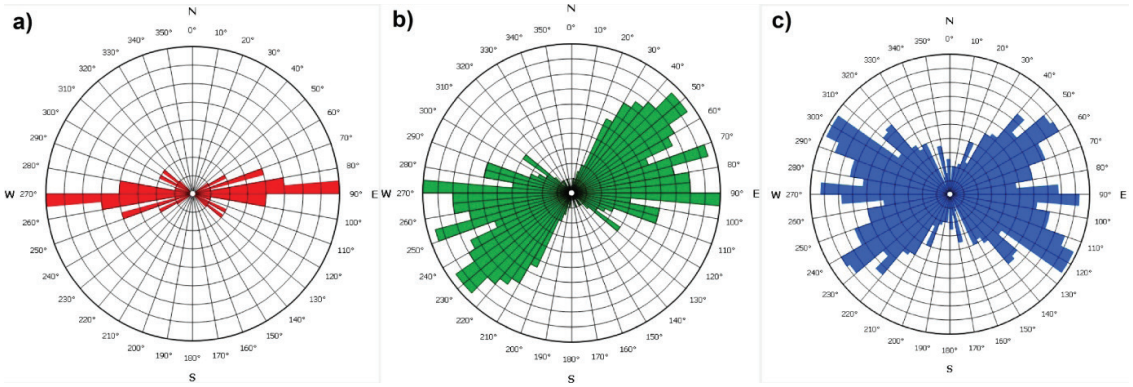
***Figure 12. a)*** *Soil sinkhole developed at the interface between the rocky surface and the underlying soil cover at the edge of a karst depression,* ***b)*** *Sinkhole draining slope water at the edge of a rocky slope,* ***c)*** *Blocked soil sinkhole,* ***d)*** *Rock sinkhole draining slope waters (right) and sinkhole at the base of a dissolution doline (left),* ***e)*** *Sinkhole at the base of a doline,* ***f, g, h)*** *Earthen sinkhole developed in thick sediment cover at the base of a karst plain (g and h are considered as alluvial dolines according to the definition in the literature).*

Engizek Dağı kütlesi ve yakın çevresi, Toros sisteminin bir parçası olarak Alpin tektonik hareketlerden yoğun şekilde etkilenmiştir (Yılmaz, 1987; Yiğitbaş, 1989). Güneydoğu Toroslar'ın batı segmentinde yaygın olarak gözlemlenen DKD-BGB doğrultulu egemen uzanım yönü, bu bölgedeki antiklinal sistemin de aynı yönde geliştiğini ve dolayısıyla sıkışmalı tektonik rejimin K-G ekseninde etkili olduğunu göstermektedir. Nitekim Yalçın ve Kop (2022), Engizek Dağı kütlesi çevresinde D-B eksenli kıvrım sistemlerinin geliştiğini belirtmiştir. Ancak, orojenik gelişimi takip eden jeolojik süreçte, özellikle Pliyosen döneminde, bölgede Doğu Anadolu Fayı'na ait yanal atımlı fay sistemlerinin egemen olmasıyla birlikte orografik silsilenin deformasyona uğradığı ve farklı topoğrafik ünitelerin şekillendiği söylenebilir (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Şaroğlu, 1986; Akgün ve İnceöz, 2021). Örneğin, Engizek Dağı'nın ilk jeolojik gelişiminin antiklinal bir yapı şeklinde gerçekleşmesine rağmen, günümüzde kuzey ve güney yamaçlarının faylarla sınırlı olması bu tektonik süreçle ilişkilendirilmektedir. Bu bağlamda, Engizek Dağı'nda karstlaşma üzerinde tektonizma kökenli yapısal sistemlerin etkisini anlamak amacıyla çizgisellik analizi gerçekleştirilmiştir. Elde edilen haritalama sonuçlarına göre, kütlenin merkezi kesiminde karstik depresyonların dağılımı ile çizgiselliklerin dağılımı arasında yüksek bir uyum olduğu görülmektedir (Şekil 13). Nitekim, bölge için üretilen gül diyagramları, fayların (Şekil 14a), karstik depresyonların uzun eksenlerinin (Şekil 14c) ve çizgiselliklerin (Şekil 14b) yaklaşık olarak DKD-BGB doğrultusunda benzer yönelimler gösterdiğini ortaya koymakta ve bu morfojenetik ilişkiyi desteklemektedir. Çizgiselliklerin büyük ölçüde DKD-BGB ekseninde uzanması ve karstik depresyon uzun eksenlerinde bu doğrultuda gelişen boyuna çatlakların etkili olması, bölgedeki tektonik denetimi açıkça göstermektedir. Ayrıca, karstik depresyon uzun eksenlerine göre çizilmiş gül diyagramında ikincil baskın yönün BKB-DGD olması, bu eksende enine çatlakların etkili olduğunu göstermektedir.




**Şekil 13.** Engizek Dağı'nda çizgiselliklerin dağılımı, yoğunluğu ve karstik depresyonlarla mekânsal ilişki.

***Figure 13.*** *Distribution and density of lineations on Mount Engizek and their spatial relationship with karst depressions.*




**Şekil 14.** Engizek Dağı kütlesinde **a)** Fayların, **b)** Çizgiselliklerin, **c)** Karstik depresyon uzun eksenlerinin gül diyagramları.

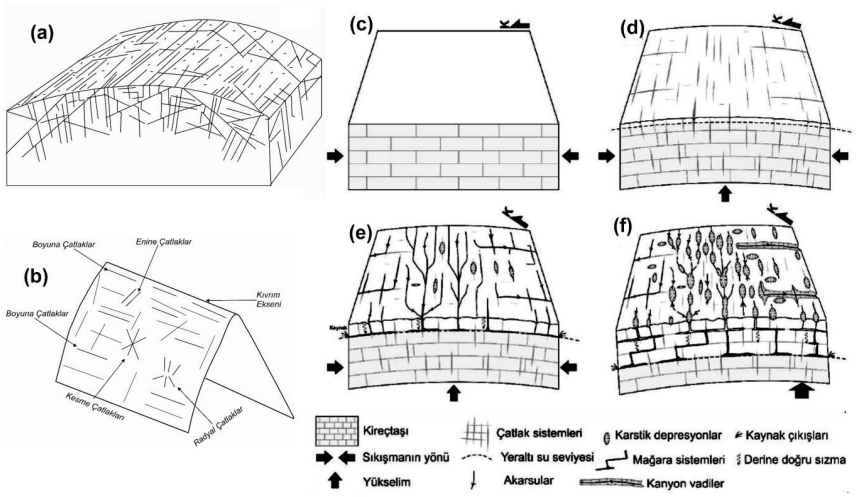
***Figure 14.*** *Rose diagrams of* ***a)*** *Faults,* ***b)*** *Lineaments,* ***c)*** *Long axes of karstic depression in Mount Engizek massif.*

## TARTIŞMA ve SONUÇ

Bu çalışma, CBS tabanlı analizler ve arazi gözlemleri doğrultusunda Engizek Dağı'ndaki karstik depresyonların mekânsal dağılımını, morfometrik özelliklerini ve tektonik süreçlerle ilişkisini incelemektedir. Elde edilen bulgular, bölgedeki dolin yoğunluğunun km² başına 5 olduğunu göstermekte olup, bu değer Toroslar ve Anadolu'daki diğer karstik alanlarla kıyaslandığında belirgin şekilde düşüktür. Örneğin, Sivas'taki jips karstında dolin yoğunluğu km² başına 237 olarak hesaplanırken (Poyraz vd., 2021), Çankırı'da 50 (Ataol ve Şimşek, 2022), Anamas Dağı'nda 123 (Öztürk vd., 2018a) ve Toros kuşağının merkezi kesiminde 186 dolin tespit edilmiştir (Öztürk vd., 2018b). Buna karşın, Bozdağ (Denizli) ve Küre Dağları'nda dolin yoğunluğu sırasıyla 2,6 (Aydın ve Tuncer, 2021) ve 3,25 (Duran ve Taştan, 2024) olarak belirlenmiştir. Doğu Toroslar'da ise km² başına 4,5 dolin düşmekte olup (Çetinkaya vd., 2023), bu değer Engizek Dağı ile benzerlik göstermektedir. Engizek Dağı'nda dolin yoğunluğunun nispeten düşük olmasının, bölgedeki Permiyen yaşlı mermerlerin karstlaşmaya karşı gösterdiği direnç, yapısal kontrol, tektonik rejim ve topo-klimatik faktörlerin ortak etkisiyle ilişkili olduğu düşünülmektedir. Bununla birlikte, kullanılan veri setlerinin çözünürlüğü ve analiz yöntemleri de tespit edilen dolin yoğunluğunu etkileyebilecek faktörler arasında değerlendirilmektedir.

Engizek Dağı'ndaki dolin yoğunluğunun diğer karstik alanlara kıyasla düşük olması, bölgedeki litolojik ve tektonik özelliklerle doğrudan ilişkilidir. Bu bağlamda, Engizek Dağı'ndaki karstik depresyonların mekânsal dağılımı ve oluşum süreçlerinin anlaşılabilmesi için, tektonik denetimli süreksizlik zonlarının incelenmesi gerekmektedir. Özellikle, kıvrımlı yapıların morfotektonik evriminde belirleyici olan sıkışmalı tektonik rejimler, süreksizlik yüzeylerinin gelişimini yönlendiren temel süreçler arasında yer almaktadır. Nitekim, orografik sistemlerin tektonik evriminde kıvrım yapılarının morfojenezini denetleyen sıkışma süreçleri, sıkışma eksenine dik, verev (oblik/diyagonal) ve paralel (boyuna) doğrultuda uzanan çatlak sistemleri gibi süreksizlik yüzeylerinin oluşumuna neden olmaktadır (Karaman ve Kibici, 2008; Şekil 15). Antiklinal yapılarda kıvrım eksenine paralel uzanan boyuna çatlaklar, eksene dik doğrultuda gelişen enine çatlaklar, eksene verev doğrultuda gelişen verev (oblik/diyagonal) çatlaklar ile radyal ve kesme çatlakları (Şekil 15), sıkışma süreçlerinin litolojide oluşturduğu tektonik kökenli dirençsiz zonları temsil etmektedir (Ketin, 1973). Kıvrım sistemlerinde gelişen bu çizgisel süreksizlik zonları, antiklinal yükselimlerin morfotektoniğini

anlamada önemli bir gösterge olmakla birlikte, daha sonraki jeolojik süreçlerde jeomorfolojik peyzajın (görünümün) gelişimini denetleyen temel etmenlerden biri haline gelmektedir. Nitekim, karstik depresyonların gelişim ve evriminin çatlak sistemleri ile genetik açıdan sıkı bir ilişki içinde olduğu daha önce birçok çalışmada vurgulanmıştır (Elhatip, 1997; Doğan, 2002; Faivre ve Pahernik, 2007; Öztürk vd., 2016; Öztürk vd., 2018a; 2018b Şimşek vd., 2019b; Öztürk, 2020; Aydın ve Tuncer, 2021; Poyraz vd., 2021; Ataol ve Şimşek, 2022; Utlu ve Öztürk, 2023; Çetinkaya vd., 2023; Şener, 2024; Ege vd., 2024). Engizek Dağı'ndaki karstik depresyonların morfojenetik evrimi büyük ölçüde neotektonik süreçlerin denetiminde gelişmiştir. Toroslar'ın morfotektonik evrimiyle birlikte, bölge KKB-GGD ekseninde sıkışmaya maruz kalmış, kalın karbonat platformları kıvrılarak bindirme hareketleriyle orojenik bir yükselime dönüşmüştür. Orojenez sonrası epirojenik yükselimler, bölgesel yükselimi tetikleyerek karstik aşınım süreçlerini hızlandırmıştır. Orta Miyosen'den itibaren etkili olan sıkışma kuvvetleri (Şaroğlu ve Güner, 1981; Şaroğlu ve Yılmaz, 1984), kıvrım sistemlerinin oluşumuna neden olmuş, Geç Pliyosen'den itibaren ise bölgedeki tektonik süreçler karakter değiştirerek orojenik sıkışmadan epirojenik yükselmeye evrilmiştir (Ternek, 1953; Altınlı, 1966; Perinçek ve Özkaya, 1981; Aktürk, 1985; Türkünal, 1980; Atalay, 2003; Atalay, 2017). Bu yükselim, Pleyistosen döneminde ivmelenerek (Schildgen vd., 2012; Schildgen vd., 2014; Okay vd., 2020) yüzey karstlaşmasını ve depresyon oluşum süreçlerini hızlandıran önemli bir faktör olmuştur. Elde edilen bulgular, karstik depresyonların yöneliminin büyük ölçüde tektonik çatlak sistemleri tarafından belirlendiğini göstermektedir. Çatlak sistemleri, kimyasal ayrışmanın yoğunlaştığı dirençsiz zonlar oluşturarak karstlaşma süreçlerini yönlendirmektedir. Özellikle sıkışma eksenine dik doğrultuda gelişen KD-GB yönelimli çatlaklar, karstik depresyonların oluşumunda birincil kontrol unsuru olmuştur. Bölgedeki kıvrımlı ve faylı yapının, depresyonların mekânsal dağılımı üzerinde belirleyici bir rol oynadığı ortaya konmuştur.




**Şekil 15. a** ve **b)** Kıvrım sistemlerinde çatlak gelişimi (a: URL-2'ye b ise Tutkun, 1999'a göre çizilmiştir) **c, d, e,** ve **f)** Çatlak sistemleri içerisinde zamanla gelişen karstik depresyonlar (dolinler ve uvalalar) (Öztürk vd., 2016).

***Figure 15. a** and **b)** Crack development in fold systems (a is drawn according to URL-2, while b is based on Tutkun, 1999). **c, d, e,** and **f)** Karstic depressions (dolines and uvalas) developing over time within fracture systems (Öztürk et al., 2016)*

Tektonik faktörlerin yanı sıra, karstik şekillenme üzerinde kayaç türleri ve karbonat platformlarının yayılımı da önemli bir etkiye sahiptir. Karstik depresyonların çoğunlukla kalın kireçtaşı platformlarında gelişmesi, bu platformların karstik evrimdeki belirleyici rolünü gözler önüne sermektedir (Bögli, 1980; Bonacci, 1987; Ford ve Williams, 2007; Öztürk vd., 2018b; Pekcan, 2019; Aydın ve Tuncer, 2021; Şener, 2024; Duran ve Taştan, 2024). Batı ve Orta Toroslar'daki yüksek dolin yoğunluğu, geniş karbonat platformlarının varlığı ve kayaçların aşınım dirençlerindeki farklılıklarla açıklanabilirken, Engizek Dağı'nda mermerlerin karstlaşamayan (nonkarstik) litolojilerle geçişli olması, çatlak sistemlerinin diğer bölgelere kıyasla sınırlılığı ve petrografik karakteristikler yüzeysel karstlaşmayı sınırlandırmış olmalıdır. Buna rağmen, zirve ekseninde yoğunlaşan depresyonların tektonik hatlarla doğrudan ilişkili olması, bölgedeki neotektonik süreçlerin karstik morfolojinin şekillenmesinde belirleyici bir rol oynadığını ortaya koymaktadır. Çatlak sistemleriyle uyumlu yönelim gösteren depresyonlar, tektonik kontrollü karstlaşmanın etkilerini yansıtmaktadır. Tektonik hareketlerin yönlendirdiği çatlak sistemleri, karstlaşmanın dirençsiz zonlarda yoğunlaşmasına neden olmuş ve Toroslar'ın genelinde olduğu gibi depresyonların oluşumunu belirleyen temel unsurlardan biri olmuştur.

Depresyon derinliği, karstik evrimin önemli bir göstergesi olup, bölgedeki çözünme süreçlerinin ilerleyişi hakkında önemli veriler sağlamaktadır. Engizek Dağı'nda maksimum depresyon derinliği 31 m, ortalama derinlik ise 8,3 m olarak belirlenmiştir. Bu değerler, Orta Toroslar'da İHA verileriyle hesaplanan dolin derinliklerinden (Maks: 31,2 m; Ort: 7,4 m; Utlu ve Öztürk, 2023) ve Karaburun Yarımadası'nda belirlenen dolin derinliklerinden (Maks: 28 m; Ort: 4,3 m; Şener, 2024) daha yüksek olmakla birlikte, genel olarak benzer değerler göstermektedir. Bu yerel farklılıklar, kayaç türlerinin yapısal özellikleri, dikine gelişmiş çatlak sistemlerinin yoğunluğu, tektonik süreçlerin bölgesel etkileri ve iklim koşullarındaki değişkenlikler ile açıklanabilir. Özellikle, Engizek Dağı'ndaki dikine çatlak sistemlerinin daha belirgin olması, çözünme süreçlerinin derinleşmesini kolaylaştırarak depresyonların daha büyük derinliklere ulaşmasına katkıda bulunmuş olabilir. Bu durum, depresyon derinliği ile eğim arasındaki pozitif ilişkiyi gösteren analizlerle de desteklenmektedir (Şekil 8d). Öte yandan, alan ile derinlik arasındaki ilişki incelendiğinde, büyük alanlı depresyonların daha derin olma eğiliminde olduğu gözlenmiş olsa da bu ilişkinin zayıf olduğu belirlenmiştir (Şekil 8c). Bu durum, bazı depresyonların geniş alan kaplarken sığ kalabileceğini veya daha küçük alanlı depresyonların tektonik ve litolojik etmenlerle derinleşebileceğini göstermektedir. Bu nedenle, depresyonların gelişiminde yalnızca yüzey alanı değil, yapısal faktörler ve çatlak sistemleri de önemli bir rol oynamaktadır.

Karstik depresyonların yükselti dağılımı, karstlaşma süreçlerinin hangi topografik ve iklimsel koşullarda daha aktif olduğunu belirlemeye yardımcı olur**.** Bu dağılım, tektonik hareketlerin, erime süreçlerinin ve bölgesel iklim faktörlerinin karstik gelişime etkisini anlamada kritik bir göstergedir**.** Önceki araştırmalar, 2000 metreyi aşan düşük eğimli karstik platoların, depresyon gelişimi için daha elverişli morfolojik koşullara sahip olduğunu vurgulamışlardır (Palmquist, 1977; Cvijić, 1893; Atalay, 1987; Pekcan, 2019; Çiçek, 2001; Keser, 2007; Öztürk vd., 2015). Engizek Dağı'ndaki depresyonlar 1.226 ile 2.551 m yükselti aralığında gelişmiş olup, ortalama yükselti 2.103 m olarak hesaplanmıştır. Bu değer, Batı Toroslar'da 1.720 m (Şener vd., 2023), Orta Toroslar'da 1.857 m (Öztürk, 2018b) ve Doğu Toroslar'da 2.020 m (Çetinkaya vd., 2023) olarak belirlenen yükselti değerleriyle karşılaştırıldığında, Toros Dağları'nda batıdan doğuya doğru yükselti artışına paralel bir depresyon yükseltisi eğilimi olduğunu ortaya

koymaktadır. Engizek Dağı'ndaki depresyonların, dağın antiklinal eksenine karşılık gelen yüksek plato sahasında yoğunlaşması, bu morfolojik oluşumların tektonik süreçlerle ilişkili olduğunu göstermektedir. Bunun yanı sıra, depresyonların en fazla yağış alan yüksek kesimlerde görülmesi, iklim faktörünün de karstlaşma süreçleri üzerinde belirleyici bir rol oynadığını ortaya koymaktadır. Paleoiklim koşullarının (buzullaşma) dolin oluşumu üzerinde önemli bir etkisi olduğu bilinmektedir (Ege ve Tonbul, 2005; Bayrakdar, 2012; Çılğın, 2012; Bakalowicz, 2015; Şimşek vd., 2019a). Özellikle, dağın 2000 metreyi aşan kesimlerinde yaşanan ancak günümüzde kesintiye uğrayan buzullaşma süreçleri (Seven vd., 2017), karstik depresyonların oluşumu ve gelişimi üzerinde etkili olan etmenlerden biridir (Seven, 2017). Günümüzde ise söz konusu saha periglasyal kuşakta yer almaktadır. Periglasyal ortamların belirgin özelliklerinden biri donma-çözülme döngüsüdür. Bu döngü, dağlık kesimlerdeki karstik şekillerin evrimini önemli ölçüde etkileyen bir süreçtir. Eriyik haldeki kar suları, kayaçlardaki mikro çatlaklar arasına sızarak donma-çözülme süreçleri ile bu çatlak sistemlerinin gelişmesine katkı sağlar. Bu durum, kayaçların çözünme hızını artırarak karstik depresyonların (dolinler) gelişimine zemin hazırlar.

Karstik sistemlerin evrimini anlamada depresyonların alan büyüklükleri önemli bir gösterge olup, bu oluşumlar çözünme hızları, tektonik süreçler ve hidrojeolojik dinamikler hakkında önemli bilgiler verebilmektedir. Benzer özelliklere sahip alanlarda genel olarak küçük karstik depresyonlar, karstlaşmanın erken evrelerini yansıtırken, büyük depresyonlar ise uzun süreli çözünme ve çökme süreçleri sonucunda olgunlaşmış karstik sistemleri temsil etmektedir. Çalışma sahasındaki ortalama dolin alanı 2.884 m² olup, Denizli (Bozdağ) bölgesinde 3.283 m² (Aydın ve Tuncer, 2021), Taşeli Platosu'nda 3.979 m² (Öztürk, 2020) ve Doğu Toroslar'da 3.287 m² (Çetinkaya vd., 2023) olarak belirlenen değerlerden daha küçüktür. Bu veriler, Engizek Dağı'ndaki karstik depresyonların genel olarak daha küçük alanlara sahip olduğunu ve bölgedeki karstlaşmanın erken evrede olduğunu göstermektedir. Grafik analizleri de bu bulgularla örtüşmektedir. Alan ile çevre uzunluğu arasındaki güçlü korelasyon (Şekil 8a), depresyonların genişleme sürecinde belirli bir geometrik düzen izlediğini ortaya koymaktadır. Ancak, alan ile derinlik arasındaki zayıf ilişki (Şekil 8c), karstik süreçlerin henüz derinleşme yönünde belirgin bir evrim geçirmediğini düşündürmektedir. Bunun yerine, karstik gelişimin erken evresine işaret eden küçük ve nispeten sığ depresyonların baskın olduğu görülmektedir. Bölgedeki dikine çatlak sistemlerinin yoğunluğu ve çözünme süreçlerinin zaman içindeki etkileri değerlendirildiğinde, karstik depresyonların zamanla daha geniş ve derin hale gelebileceği öngörülmektedir.

Bu çalışma ile, Engizek Dağı'ndaki karstik depresyonların oluşumu ve yönelimlerinin, bölgedeki tektonik yapılar tarafından büyük ölçüde kontrol edildiği sonucuna varılmıştır. Gelecekte, yüksek çözünürlüklü SYM verileri ve detaylı saha çalışmaları ile desteklenecek araştırmalar, tektonik süreçlerin karstik morfoloji üzerindeki belirleyici etkisini daha kapsamlı şekilde ortaya koyacaktır. Bu sayede de Toroslar'ın doğu kesimindeki karstlaşma süreçlerinin tektonik dinamiklerle ilişkisi daha iyi anlaşılacaktır.

## *EXTENDED SUMMARY*

*The Taurus Mountains are located in the south of Anatolia and cover a region where most of the land is suitable for karstification. These mountains form a continuous belt approximately 1500 km in length, extending in an east–west direction, and are characterized by extensive carbonate platform sequences (Nazik and Poyraz, 2017; Erinç, 2001; Ekmekçi, 2003). Mount Engizek, on the other hand, represents a mountainous area in the western sector of the Southeastern Taurus Mountains,*

*extending in the ENE-WSW direction in parallel with the general extension in the region, where karstification processes are effective. Soluble lithological units from the Paleozoic, Mesozoic, and Tertiary periods – particularly marbles, limestones, and clastic rocks – are predominantly distributed across the higher elevations of Mount Engizek.*

*Intense tectonic activity and compressional forces in the region have led to rock displacement, resulting in the development of thrust structures and fault systems. These tectonic processes play an important role as one of the factors affecting karstification. Based on the established classification of Anatolian karst regions, Mount Engizek lies within the Taurus Mountains Karst Region and is specifically positioned in the Middle Taurus sub-karst domain (Nazik and Tuncer, 2010). The mountain, as in many elevations in the Eastern Taurus Mountains, stands out as an area where many karst depressions developed under the influence of processes controlling karstification (Atalay, 2003; Tonbul, 2012; Şimşek et al., 2020; Zorer et al., 2022; Çetinkaya et al., 2023)*

*In the surface area of Mount Engizek, which is approximately 725 km², 872 karstic depressions were identified by topographic surveys and DEM data. These depressions have various geomorphic and geometric characters such as dolines, and are concentrated in the center of the mountain. The majority of the depressions are located in the ENE-WSW direction parallel to the summit axis of the mountain. This concentration is clearly seen in the central part of the mountain corresponding to the anticlinal axis. The karstable area in this region is approximately 200 km², with an average of 5 depressions per square kilometer. This figure shows that the density of karst depressions is low compared to the other areas in the Taurus Mountains. According to Faivre and Pahernik (2007) classification, the doline density in this area is low (number of dolines < 10).*

*The distribution of karstic depressions on Mount Engizek is largely related to the structural features of the mountain and to the lineaments. According to the mapping data, there is a high agreement between the distribution of karstic depressions and lineaments in the central part. This consistency is further supported by the alignment of faults, the long axes of the depressions, and structural lineations, all of which exhibit a predominant ENE–WSW orientation. The long axes of karstic depressions are dominated by longitudinal fractures and transverse fractures along the WNW-ESE axis.*

*According to the aspect orientation of the depressions, the dominant orientation on Mount Engizek is the northerly direction, as 53% of the depressions are oriented in northerly directions. The axis with the highest concentration in the northerly directions is the northeast-southeast direction. This northward orientation of the depressions is due to the slope of the mountain from south to north. The southern flank of the mountain exhibits a pronouncedly steep slope due to the influence of the overturned thrust fault (Yıldırım, 1989; Yiğitbaş, 1989; Yalçın and Kop, 2022), whereas topographic elevation gradually decreases toward the north. This geomorphological trend has led to a higher concentration of karstic depressions in the northern sectors of the mountain.*

*In summary, the distribution pattern of karstic depressions on Mount Engizek reflects the combined influence of tectonic structures, lithological characteristics, and the broader morphotectonic evolution of the area. The mountain serves as a significant case study within the Taurus Mountains, contributing critical data for the broader understanding of karstification processes across the region.*

## KATKI BELİRTME ve TEŞEKKÜR

Bu çalışma, birinci yazarın yüksek lisans tezine ait veriler kullanılarak hazırlanmış olup,

Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi (FÜBAP) tarafından İSBF.15.05 numaralı proje kapsamında desteklenmiştir. Ayrıca, makalenin akademik gelişimine değerli katkılar sunan hakemlere teşekkür ederiz.

## ORCID

*Mutlu Seven* https://orcid.org/0000-0002-6016-9655
*Yahya Öztürk* https://orcid.org/0000-0001-8639-7237
*Serkan Gürgöze* https://orcid.org/0000-0002-3025-2327
*İsmail Ege* https://orcid.org/0000-0001-5896-0440
*Saadettin Tonbul* https://orcid.org/0000-0001-5383-8091

## KAYNAKLAR / *REFERENCES*

Akgün, E. & İnceöz, M. (2021). Tectonic evolution of the central part of the East Anatolian Fault Zone, Eastern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, *30*(7). https://doi.org/10.3906/yer-2104-15

Aktürk, A. (1985). *Çatak-Narlı Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği* [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elâzığ.

Altınlı, İ. E. (1966). Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun jeolojisi (birinci kısım). *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, *67*, 1-24.

Arpat, E. ve Şaroğlu, F. (1972). Doğu Anadolu Fayı ile ilgili bazı gözlemler ve düşünceler. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, *78*, 44-50.

Atalay, İ. (1973). Toros Dağlarında karstlaşma ve toprak teşekkülü üzerine bazı araştırmalar. *Jeomorfoloji Dergisi*, *5*, 135-151.

Atalay, İ. (1987). *Türkiye Jeomorfolojisine Giriş, 2. Basım*. Ege Üniversitesi Edebiyat Fakultesi Yayınları No: 9.

Atalay, İ. (2003). Effects of the tectonic movements on the karstification in Anatolia, Turkey. *Acta Carsologica*, *32*(2), 196-203. https://doi.org/10.3986/ac.v32i2.348

Atalay, İ. (2017). *Türkiye Jeomorfolojisi* (1. bs.). Meta Basım Matbaacılık Hizmetleri.

Ataol, M. ve Şimşek, M. (2022). Çankırı Jips Platosu üzerindeki çözünme dolinlerinin morfometrik özellikleri. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, *8*, 48-60. https://doi.org/10.46453/jader.1070171

Aydın, S. ve Tuncer, K. (2021). Bozdağ'da (Denizli) dolinlerin morfometrik özellikleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, *78*, 33-48. https://doi.org/10.17211/tcd.1013232

Bakalowicz, M. (2015). Karst and karst groundwater resources in the Mediterranean. *Environmental Earth Sciences, 74*, 5–14. https://doi.org/10.1007/s12665-015-4239-4

Basso, A., Bruno, E., Parise, M. & Pepe, M. (2013). Morphometric analysis of sinkholes in a karst coastal area of southern Apulia (Italy). *Environmental Earth Science, 70*, 2545–2559. https://doi.org/10.1007/s12665-013-2297-z

Bayraktar, C. (2012). *Akdağ Kütlesi'nde (Batı Toroslar) Karstlaşma-Buzul İlişkisinin Jeomorfolojik Analizi* [Yayınlanmamış Doktora Tezi]. İstanbul Üniversitesi, İstanbul.

Biricik, A. S. (2010). Nurhak Dağları'nda glasyal ve peri glasyal rölyef. *Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu-2*, 11-12 Ekim, Afyonkarahisar.

Bonacci, O. (1987). *Karst hydrology with special references to the Dinaric karst*. *Springer Series in Physical Environment* (p. 194). https://doi.org/10.1007/978-3-642-83165-2

Bondesan, A., Meneghel, M. & Sauro, U. (1992). Morphometric analysis of dolines. *International Journal of Speleology, 21*(1), 1–55. https://doi.org/10.5038/1827-806X.21.1.1

Bögli, A. (1980). *Karst hydrology and physical speleology*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-67669-7

Cvijic, J. (1893). Das Karstphanomen. Versuch einer morphologichen Monographie. *Geographische Abhandlungen. 5*(3), 218–329

Çetinkaya, G. (2022). *Doğu Toroslar'daki poligonal karst alanlarının morfometrik özelliklerinin incelenmesi* [Yayımlanmamış yüksek lisans tezi]. Hatay Mustafa Kemal Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü.

Çetinkaya, G., Şimşek, M. ve Öztürk, M. Z. (2023). Doğu Toroslar'daki çözünme dolinlerinin morfometrik özellikleri. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi/*

*Journal of Geomorphological Researches*, *10*, 20-33. https://doi.org/10.46453/jader.1201290

Çılğın, Z. (2012). *Dedegöl Dağı (Batı Toroslar) Buzul Jeomorfolojisi Etüdü* [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, İstanbul.

Çiçek, İ. (2001). Mut ve yakın çevresinin jeomorfolojisi. *Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi 11*(2), 1-20.

Day, M. (1976). The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. *Earth Surface Processes and Landforms, 1*(2), 111–129. https://doi.org/10.1002/esp.3290010203

Day, M. (1983). Doline morphology and development in Barbados. *Annals of the Association of American Geographers, 73*(2), 206–219. https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1983.tb01408.x

De Waele, J. & Gutiérrez, F. (2022). *Karst Hydrogeology, Geomorphology and Caves*. Wiley-Blackwell.

Doğan, U. (2002). Çankırı Doğusunda Jips Karstlaşmasıyla Oluşan Sübsidans Dolinleri. *Gazi Üniversitesi Gazi Eğitim Fakültesi Dergisi*, *22*(1), 67-82.

Doğan, U. (2004). Dolin sınıflamasında yeni yaklaşımlar. *Gazi Üniversitesi Gazi Eğitim Fakültesi Dergisi*, *24*(1), 249-269.

Doğan, U. & Özel, S. (2005). Gypsum karst and its evolution east of Hafik (Sivas, Turkey). Geomorphology, *71*(3–4), 373–388. https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2005.04.009

Doğu, A. F., Çiçek, İ. ve Gürgen, G. (1994). Orta Toroslarda (Seydişehir-Gülnar) karstlaşma tipleri. *A.Ü. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, *3*, 129-139.

Duran, C. ve Taştan, B. (2024). Küre Dağları Kütlesindeki Dolinlerin Coğrafi Dağılımı / The Geographical Distribution of Dolines on Küre Mountains Massif. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi/Journal of Geomorphological Researches*, *12*, 1-13. https://doi.org/10.46453/jader.1363704

Ege, İ. ve Tonbul, S. (2005). Soğanlı Dağında Karstlaşma-Buzullaşma İlişkisi. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu, *TURQUA V.2-5 Haziran 2005*. İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü.

Ege, İ. (2015). Gezit Polyesi (Kozan, Adana). *The Journal of Academic Social Science*, *17*(17), 177-199. https://doi.org/10.16992/ASOS.816

Ege, İ. (2016). Konglomeralar üzerinde karstlaşma: Göller Yaylası ve yakın çevresi (Kozan/Adana). *The Journal of Academic Social Science Studies*, *51*, 237-263. https://doi.org/10.9761/JASSS3668

Ege, İ., Özkan, E. & Polat, S. (2024). Determination of the relationship between tectonic and karstification using morphometric indices in Bozburun Peninsula, Marmaris, Türkiye. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, *174,* 11-35. https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.1329619

Ekmekçi, M. (2003). Review of Turkish karst with emphasis on tectonic and paleogeographic controls. *Acta Carsologica*, *32*(2), 205-218. https://doi.org/10.3986/ac.v32i2.349

Ekmekçi, M. (2005). Karst in Turkish Thrace: Compatibility Between Geological History and Karst Type. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14, 73-90.

Elhatip, H. (1997). The influence of karst features on environmental studies in Turkey. *Environmental Geology*, *31*(1-2), 27-33. https://doi.org/10.1007/s002540050160

Erinç, S. (2001). *Jeomorfoloji II* (5. bs., Ahmet Ertek ve Cem Güneysu, günc.). Der Yayınları.

Erol, O. (1992). *Klimajeomorfoloji, 1. Genel Koşullar*. İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü.

Esen, F. (2014). *Elbistan Havzası'nın Fiziki Coğrafyası* [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü.

Faivre, S. & Reiffsteck, P. (2002). From doline distribution to tectonics movements example of the Velebit Mountain Range, Croatia. *Acta Carsologica, 31*, 139-154.

Faivre, S. & Pahernik, M. (2007). Structural influences on the spatial distribution of dolines, Island of Brac, Croatia. *Zeitschrift für Geomorphologie, 51,* 487-503. https://doi.org/10.1127/0372-8854/2007/0051-0487.

Ferrarase, F. & Sauro, U. (2005). The Montello Hill: The classical karst of the conglomerate rocks. *Acta Carsologica*, *34*(2), 439-448. https://doi.org/10.3986/ac.v34i2.269

Fick, S. E. & Hijmans, R. J. (2017). WorldClim 2: New 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, *37*(12), 4302–4315. https://doi.org/10.1002/joc.5086

Florea, L. (2005). Using state-wide GIS data to identify the coincidence between sinkholes and geologic structure. *Journal of Cave and Karst Studies, 67*, 120–124.

Ford, D. & Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons. https://doi.org/10.1002/9781118684986

Gams, I. (2000). Doline morphogenetic processes from global and local viewpoints. *Acta Carsologica, 29*, 123–138.

Gökkaya, E. & Gutiérrez, F. (2022). Poljes in the Sivas gypsum karst, Turkey. *Geomorphology*, *417,* Article 108451. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108451

Grimes, K. G. (2012). Karst and paleokarst features involving sandstones of the Judbarra/Gregory National Park, Northern Territory, Australia. *Helictite*, *41*, 67-73.

Güldalı, N. (1970). *Karstmorphologische Studien im Gebiet des Poljesystems von Kestel (Westlicher Taurus, Türkei)*. Tübinger Geographische Studien, 40.

Huggett, R. J. (2015). *Jeomorfolojinin Temelleri* (Çev: U. Doğan (Ed.)). Nobel Akademi Yayıncılık.

İnandık, H. (1962). *Karst Morfolojisi*. Baha Matbaası.

İş, İ. (2019). *Nurhak Dağları'nın buzul ve karst jeomorfolojisi* [Yayımlanmamış yüksek lisans tezi [Hatay Mustafa Kemal Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü.

İzbırak, R. (1983). *Türkiye Jeomorfolojisi* (Fasikül: 1).

Jennings, J. N. (1975). Doline morphometry as a morphogenetic tool: New Zealand examples. *New Zealand Geographer, 31*, 6–28. https://doi.org/10.1111/j.1745-7939.1975.tb00793.x

Karaman, M. E. ve Kibici, Y. (2008). *Temel Jeoloji Prensipleri* (Genişletilmiş 2. bs.). Belen Yayıncılık ve Matbaacılık.

Keser, N. (2004). Sarıbelen (Sidek) Polyesi ve Katran Dağı'nın karst jeomorfolojisi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, *10*, 19-52.

Keser, N. (2007). Akyazı (Lengüme) Depresyonu ve Akdağ güneyinin (Batı Toroslar) jeomorfolojisi. *Türk Coğrafya Dergisi 48*, 111-132.

Keskin, İ. & Yılmaz, İ. (2016). Morphometric and geological features of karstic depressions in gypsum (Sivas, Turkey). *Environmental Earth Sciences, 75*. https://doi.org/10.1007/s12665-016-5845-5

Ketin, İ. (1973). *Umumi Jeoloji 1. Kısım: Arz kabuğunun iç olayları*. İTÜ Maden Fakültesi Ofset Baskı Atölyesi.

Kurt, H. (2000). *Batı Toros Polyeleri (jeomorfolojik etüt)* [Yayımlanmamış Doktora tezi]. Marmara Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Eğitimi Ana Bilim Dalı.

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA). *1:25.000 ölçekli Gaziantep jeoloji paftaları*.

Nazik, L. ve Tuncer, K. (2010). Türkiye karst morfolojisinin bölgesel özellikleri. *Türk Speleoloji Dergisi*, *1*, 7-19.

Nazik, L. ve Poyraz, M. (2017). Türkiye karst jeomorfolojisi genelini karakterize eden bir bölge: Orta Anadolu Platoları karst kuşağı. *Türk Coğrafya Dergisi*, *68*, 43-56. https://doi.org/10.17211/tcd.300414

Okay, A. I., Zattin, M., Özcan, E. & Sunal, G. (2020). Uplift of Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, *29*, 696-713. https://doi.org/10.3906/yer-2003-10

Öztürk, M., Şimşek, M. ve Utlu, M. (2015). Tahtalı Dağları (Orta Toroslar) karst platosu üzerinde dolin ve uvala gelişiminin CBS tabanlı analizi. *Türk Coğrafya Dergisi, 65*, 59-68. https://doi.org/10.17211/tcd.22648

Öztürk, M. Z., Şimşek, M., Utlu, M. ve Şener, M. F. (2016). Bolkar Dağlarının Batı Platosunun Flüvyo-Karstik Evrimi. *TÜCAUM Uluslararası Coğrafya Sempozyumu*, 106-115

Öztürk, M. Z., Şimşek, M., Utlu, M. & Şener, M. F. (2017a). Karstic depressions on Bolkar Mountain plateau, Central Taurus (Turkey): distribution characteristics and tectonic effect on orientation. *Turkish Journal of Earth Sciences, 26*, 302-313. https://doi.org/10.3906/yer-1702-3

Öztürk, M. Z., Çetinkaya, G. ve Aydın, S. (2017b). Köppen- Geiger iklim sınıflandırmasına göre Türkiye'nin iklim tipleri. *Coğrafya Dergisi*, *35*, 17-27. https://doi.org/10.26650/JGEOG295515

Öztürk, M. Z. (2018a). Karstik kapalı depresyonların (dolinlerin) morfometrik analizleri. *Coğrafya Dergisi*. Advance online publication. https://doi.org/10.26650/JGEOG371149

Öztürk, M. Z. (2018b). *Orta Toroslar'da Dolinlerin Dağılışı ve Morfometrik Özellikleri*. Kriter Yayınevi.

Öztürk, M. Z., Şener, M. F., Şener, M. & Şimşek, M. (2018a). Structural controls on distribution of dolines on Mount Anamas (Taurus Mountains, Turkey). *Geomorphology*, *317,* 107–116. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.05.023

Öztürk, M. Z., Şimşek, M., Şener, M. F. & Utlu, M. (2018b). GIS based analysis of doline density on Taurus Mountains, Turkey. *Environmental Earth Sciences*, *77*(536), 536. https://doi.org/10.1007/s12665-018-7717-7

Öztürk, M. Z. (2020). Fluvio-karstic evolution of the Taşeli Plateau (Central Taurus, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences, 29*(5), Article 3. https://doi.org/10.3906/yer-1908-1

Palmquist, R.C. (1977). Distribution and density of dolines in areas of manteled karst. In Dilamarter, R. R. & Csallany, S. C. (Eds.), *Hydrologic Problems in Karst Regions*. Bowling Green Kentucky: Western Kentucky University Press.

Pekcan, N. (2019). *Karst Jeomorfolojisi*. Filiz Kitabevi.

Perinçek, D. ve Özkaya, İ. (1981). Arabistan levhası kuzey kenarı tektonik evrimi. *Yerbilimleri*, *7*(8), 91-102.

Poyraz, M., Öztürk, M. Z. & Soykan, A. (2021). Sivas jips karstında dolin yoğunluğunun CBS tabanlı analizi. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, *6*, 67-80. https://doi.org/10.46453/jader.863090

Sauro, U. (2003). Dolines and sinkholes: Aspects of evolution and problems of classification. *Acta Carsologica, 32*(2), 41–52. https://doi.org/10.3986/ac.v32i2.335

Schildgen, T. F., Cosentino, D., Bookhagen, B., Niedermann, S., Yıldırım, C., Echtler, H. P. & Strecker, M. R. (2012). Multi-phased uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau, Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes. *Earth and Planetary Science Letters*, *317-318*, 85–95. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.12.003

Schildgen, T. F., Yıldırım, C., Cosentino, D. & Strecker, M. R. (2014). Linking slab break-off, Hellenic Trench retreat, and uplift of the Central and Eastern Anatolian Plateaus. *Earth-Science Reviews*, *128*, 147–168. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.11.006

Seven, M. (2017). *Engizek Dağı ve Çevresinin (Kahramanmaraş) Jeomorfolojisi*. (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü.

Seven, M., Ege, İ. ve Tonbul, S. (2017). Engizek Dağı'nda buzullaşma ve buzul şekilleri. *Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu*, 12-14 Ekim, Elâzığ.

Siler, M. ve Şengün, M. T. (2011). Ergani (Diyarbakır) Çevresinde Karstlaşma ve Karstik Şekiller. *Uluslararası Katılımlı Coğrafya Kongresi Bildiriler Kitabı* (478-487), İstanbul.

Şaroğlu, F. ve Güner, Y. (1981). Doğu Anadolu›nun Jeomorfolojik Gelişimine Etki Eden Ögeler: Jeomorfoloji, Tektonik, Volkanizma İlişkileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, *24*, 39-50. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/d863b367aa379f7_ek.pdf

Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1984). Doğu Anadolu'nun Neotektoniği ile İlgili Magmatizması, *Ketin Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 149-162.

Şaroğlu, F. (1986). Doğu Anadolu›da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, *107*, 70-93.

Şener, M. F. & Öztürk, M. Z. (2019). Relict drainage effects on distribution and morphometry of karst depressions: A case study from Central Taurus (Turkey). *Journal of Cave and Karst Studies, 81*(1), 23–35. https://doi.org/10.4311/2018ES0111

Şener, M. F., Şimşek, M., Utlu, M., Öztürk, M. Z. & Sözbilir, H. (2023). Morphotectonic development of surface karst in Western Taurus (Türkiye). *Carbonates and Evaporites, 38*(4), 78. https://doi.org/10.1007/s13146-023-00900-x

Şener, M. F. (2024). Bozdağ (Karaburun Yarımadası) kütlesi üzerinde dolinlerin morfotektonik gelişimi.

*Türkiye Jeoloji Bülteni*, *67*(2), 153-168. https://doi.org/10.25288/tjb.1389043

Şimşek, M., Utlu, M., Poyraz, M. ve Öztürk, M. Z. (2019a). Geyik Dağı kütlesinin yüzey karstı jeomorfolojisi ve kütle üzerindeki karst-buzul jeomorfolojisi ilişkisi. *Ege Coğrafya Dergisi, 29*(2), 97–110.

Şimşek, M., Öztürk, M. Z. ve Turoğlu, H. (2019b). Geyik Dağı üzerindeki dolin ve uvalaların morfotektonik önemi. *Türk Coğrafya Dergisi, 72*, 13–20. https://doi.org/10.17211/tcd.501724

Şimşek, M., Doğan, U. ve Öztürk, M. Z. (2020). Polyelerin sınıflandırması ve Toroslardan örnekler. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, *2020*(5), 1-14. https://doi.org/10.46453/jader.733500

Telbisz, T., Dragušica, D. & Nagy, B. (2009). Doline morphometric analysis and karst morphology of Biokovo Mt (Croatia) based on field observations and digital terrain analysis. *Hrvatski Geografski Glasnik, 71*, 5–22.

Ternek, Z. (1953). Van Gölü Güneydoğu Bölgesinin Jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni (Türkiye Jeoloji Bülteni)*, 4(2), 1-32. https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/917471

Tonbul, S. (2012). Erkenek polyesi (Güneydoğu Toroslar, Malatya). *III. Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu* (11-13 Ekim) Bildiriler Kitabı. Hatay.

Tutkun, S. Z. (1999). *Yapısal jeoloji uygulama ders notları, ortografik projeksiyon ve stereografik projeksiyon*. Kocaeli Üniversitesi Yayınları.

Türkünal, S. (1980). *Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi*. Ankara: TMMOB Jeoloji Mühendisleri Yayını.

URL-1: https://yerbilimleri.mta.gov.tr/

URL-2: https://www.jeolojitr.com/2011/12/catlaklar.html?m=1

Utlu, M. & Öztürk, M. Z. (2023). Comparison of morphometric characteristics of dolines delineated from TOPO-Maps and UAV-DEMs. *Environmental Earth Sciences*, *82*, 165. https://doi.org/10.1007/s12665-023-10862-x

Yalçın, C. & Kop, A. (2022). Kaleköy-Hombur (Çağlayancerit-Kahramanmaraş) civarının tektono-stratigrafik özellikleri. *Geosound*, *55*(1), 37-60.

Yıldırım, M. (1989). Kahramanmaraş kuzeyindeki (Engizek-Nurhak Dağları) tektonik birliklerin jeolojik, petrolojik incelenmesi [Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü]. (TPAO Arama Grubu, Rapor No. 2970).

Yılmaz, Y. (1984). Türkiye'nin jeolojik tarihinde magmatik etkinlik ve tektonik evrimle ilişkisi. *Ketin Sempozyumu*, 63-81.

Yılmaz, Y. (1987). *Maraş kuzeyinin jeolojisi 3* (Andıran, Berit, Engizek, Nurhak, Binboğa Dağları). İstanbul Üniversitesi Yayınları.

Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M. A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, C. ve Keskin, M. (1987). *Maraş Kuzeyinin Jeolojisi (Andırın, Berit, Engizek-Nurhak-Binboğa Dağları), Yapı ve Jeolojik Evrimi*. İ. Ü. Mühendislik Fak., İstanbul.

Yiğitbaş, E. (1989). *Engizek Dağı (Kahramanmaraş) dolayındaki tektonik birliklerin petrolojik incelenmesi* [Yayınlanmamış Doktora tezi] İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Young, R.W. (1986). Tower karst in sandstone: Bungle Bungle Massif Northwestern Australia. *Zeitschrift Für Geomorphologie, 30*(2), 202-189. https://doi.org/10.1127/zfg/30/1986/189

Zorer, H. ve Öztürk, Y. (2020). Yüksek Dağ Karstına Ait Polijenik Karstik Bir Depresyon: Güneydoğu Toroslarda Melkuşan Polyesi (Çatak/Van). Öztürk, S. (Ed:), *Sosyal ve Beşerî Bilimlerde Teori ve Araştırmalar 2 (Cilt 2)*. Gece Kitaplığı.

Zorer, H., Öztürk, Y. ve Tonbul, S. (2022). Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı Polyelerinin Morfotektonik Gelişimleri ve Bölgesel Tektoniği Anlamada Önemleri. *Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu, 6-8 Ekim*, Kula-Salihli.

**TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ**

## AMAÇ ve KAPSAM

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

## YAZILARIN HAZIRLANMASI

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

## MAKALE SUNUM SÜRECİ ve ETİK BİLDİRİMİ

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

## YAZIM KURALLARI

**Yazılar aşağıda verilen düzen çerçevesinde hazırlanmalıdır:**

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

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

**<u>Başlıklar şu şekilde olmalıdır:</u>**

**ÖZ**
**ABSTRACT**
**GİRİŞ**
**ANA BAŞLIK**
**Birinci Derece Alt Başlık**
**İkinci derece alt başlık**
***Üçüncü derece alt başlık***
**SONUÇLAR VE TARTIŞMA**
**EXTENDED SUMMARY**
**KATKI BELİRTME**
**ORCID**
**KAYNAKLAR / REFERENCES**

**Kapak Sayfası**

Yazıdan ayrı olarak sunulacak kapak sayfasında aşağıdaki bilgiler yer almalıdır:

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

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

Ahmet Ahmetoğlu — Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tandoğan 06100 Ankara
e-posta: a_ahmetoğlu@ankara.edu.tr
ORCID Numarası: 0000-0001-1458-0820

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

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

**Anahtar Kelimeler**
Öz ve Absract'ın altında en az 2-7 kelimeyi aşmayacak şekilde ve yazının konusun yansıtan anahtar kelimeler Türkçe ve İngilizce olarak verilmelidir. Anahtar kelimeler, alfabetik sırayla küçük harfle (ilk anahtar kelimenin ilk harfi büyük) yazılmalı ve aralarına virgül konmalıdır. Teknik Not ve Tartışma türü yazılarda anahtar kelimelerin verilmesine gerek yoktur.

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

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

## DEĞİNİLECEK BELGELER

**Metin İçinde Atıfların Yazılması**

*A. Yayında tek yazar varsa*

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:

(Yazar1, Tarih) **Ör:** (Sönmez, 1996)

Metin içinde yazılması gerekiyorsa:

Yazar1 (Tarih) Ör: Sönmez (1996)

***B. Yayında 2 yazar varsa***

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:
(Yazar1 ve Yazar2, Tarih) Ör: (Merriman ve Frey, 1999)
Metin içinde yazılması gerekiyorsa:
Yazar1 ve Yazar2 (Tarih) Ör: Merriman ve Frey (1999)

***C. Yayında 2'den fazla yazar varsa***

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:
(Yazar1 vd., 1987) Ör: (Pettijohn vd., 1987)
Metin içinde yazılması gerekiyorsa:
Yazar1 vd. (1987) Ör: Pettijohn vd. (1987)

D. ***Arka arkaya birden fazla atıfta bulunulacaksa***

Parantez içinde yazılması gerekiyorsa:
(Merriman ve Frey, 1999; Pettijohn vd., 1987; Sönmez, 1996)
Metin içinde yazılması gerekiyorsa:
Merriman ve Frey (1999), Pettijohn vd. (1987), Sönmez (1996)

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

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

*Kaynakçada*:

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

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

*Metin içindeki atıflarda:*

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

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

## Kaynaklar Bölümü

**Aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır**

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

***A. Süreli yayınlar:***

A.1. Süreli yayınların gösterilmesi:

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

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

A.2. Özel durumlar:

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

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

*A.2.2. Eğer makalenin makale numarası varsa:*

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

***B. Bildiriler:***

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

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

***C. Kitaplar:***

C.1. Kitapların gösterilmesi:

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

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

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

C.2. Çeviri Kitapların Gösterilmesi:

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

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

***D. Kitapta Bölüm ise:***

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

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

***E. Raporlar ve Tezler:***

E.1. Raporlar:

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

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

E.2. Tezler:

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

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

***F. Kişisel Görüşme:***

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

***G. İnternetten İndirilen Bilgiler:***

Kurumun veya internet sayfasının adı, (Erişim tarihi). Web adresi.

KRDAE, (2020, 02 Ocak). Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü. Deprem Bilgileri, Büyük Depremler. http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/2/deprem-bilgileri/buyuk-depremler/

***H. Kaynak olarak kullanılan haritalar:***

Konak, N. ve Ercan, T., 2002. *1/500.000 Türkiye Jeoloji Haritası Van Paftası*, (Şenel, M., (Ed.)). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.

**Türkçe kaynaklar doğrudan Türkçe olarak verilmeli ve Türkçe karakterlerle yazılmalıdır.**

**Eşitlikler ve Formüller**

Matematiksel semboller ve formüller el yazısıyla yazılmamalıdır. Eşitlik numaraları eşitliğin hizasında ve sağ kenarına dayandırılarak birbirini izleyen bir sırayla parantez içinde, ayrıca eşitliklerdeki sembollerin anlamı makalede ilk kez kullanıldıkları eşitliğin altında verilmelidir.

Eşitliklerde kullanılan alt ve üst indisler belirgin şekilde ve daha küçük karakterle yazılmalıdır. Çarpım işlemini göstermek için herhangi bir işaret kullanılmamalı, ancak gerekli durumlarda "*" işareti tercih edilmelidir (örneğin; y=5*10-3). Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine "/" işareti kullanılmalıdır. Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla Ca++ ve $CO_3$--yerine Ca(2+) ve $CO_3$(2-) tercih edilmelidir. Metinde eşitliklere "eşitlik (1)" şeklinde atıfta bulunulmalıdır. Gerekiyorsa, bilgisayar programı listeleri de net ve okunur şekilde ekte verilmelidir.

**Çizelgeler**

Çizelgeler, başlıklarıyla birlikte, Dergi'nin sayfalarındaki baskı alanını (15,8 x 22,5) aşmayacak şekilde hazırlanmalı ve birbirini izleyen sıra numaralarıyla verilmelidir. Çizelgelerin üst kısımlarında hem Türkçe, hem de İngilizce başlıkları bulunmalıdır (Çizelge başlıkları ayrı bir sayfada liste halinde verilmemelidir.). Makalenin Türkçe yazılması halinde İngilizce başlık italik harflerle Türkçe başlığın altında yer almalı, İngilizce makalelerde ise, italik yazılmış Türkçe başlık İngilizce başlıktan sonra verilmelidir. Çizelgeler, "Çizelge 1" vb. şeklinde sunulmalıdır. Metinde çizelgelere Çizelge 1 veya Çizelge 1 ve 2 (eğer birden fazla sayıda çizelgeye atıfta bulunulacaksa) şeklinde değinilmelidir. Çizelgeler, metinde kullanılan karakterlerden daha küçük (10 veya 11 punto) karakterle yazılmalı ve Dergi'nin tek (7,3 cm-genişlik) veya çift (15,8 cm-genişlik) kolonuna sığacak şekilde düzenlenmelidir. Çizelgelerde düşey çizgiler kullanılmamalı, yatay çizgiler ise sadece çizelgenin alt ve üstünde, ayrıca çizelgedeki başlıklar ile bunların altında listelenen rakamları ayırmak için kullanılmalıdır (Bunun için Dergi'nin önceki sayılarına bakılması önerilir). Çizelgelerde makalenin diğer kısımlarında verilen bilgi veya sonuçların (örneğin grafikler vb.) tekrar verilmemesine özen gösterilmelidir. Her çizelge ayrı sayfalara bastırılarak metnin sonunda (Kaynaklar dizininden sonra) sunulmalıdır. Çizelgelerdeki kısaltma ve simgeler daha küçük karakterlerle çizelgenin altında verilmelidir (örneğin: c:tek eksenli sıkışma dayanımı vd.).

**Şekiller**

Çizim, grafik ve fotoğraf gibi tüm şekiller yüksek kalitede basılmış olarak "Şekil" başlığı altında ve metin içinde anıldıkları sırayla numaralandırılarak verilmelidir. Şekil numaraları sayfanın sağ üst köşesine yazılmalı, ayrıca şekiller küçültülüp büyütülebilecek halde sunulmalıdır. Şekil açıklamaları; şekillerin altına yazılmamalı ve ayrı bir sayfaya yazılarak "Şekiller Dizini" başlığıyla verilmeli, ayrıca "Şekil 1" olarak başlamalıdır. Çizelgeler için yukarıda belirtilen yazım kurallarına benzer şekilde, şekil başlıkları hem Türkçe hem de İngilizce hazırlanmalıdır. Ayrı sayfalara bastırılmış olan şekiller, çizelgelerden sonra sunulmalıdır. Şekiller için en büyük

boyut, şekil başlığını da içerecek biçimde 15,8 cm (genişlik) x 22,5 cm (uzunluk) olmalıdır. Tüm şekillerin Dergi'nin tek veya çift kolonuna sığacak boyutlarda hazırlanması ve mümkünse daha çok tek kolona göre tasarımlanması önerilir. Özellikle haritalar, arazi ile ilgili çizimler ve fotoğraflar, sayısal ölçek (1:25000 vb.) yerine, metrik sisteme uygun çubuk ölçekle verilmelidir. Tüm haritalarda kuzey yönü gösterilmelidir. Bölgesel haritalarda, uygun olduğu takdirde, ulusal grid veya enlem/boylam değerleri verilmelidir. Harita açıklamaları, şekil başlığıyla birlikte değil, şeklin üzerinde yer almalıdır. Fotoğraflar, çizimler veya bunların birlikteliğinden oluşan şekiller (a), (b) vb. gibi gruplar halinde verilebilir. Bu tür sunumlarda (örneğin; Şekil 5a ve 5b) a,b,c vb. gibi tek bir şekle ait çizimler veya fotoğraflar, ayrı sayfalarda basılması yerine, gruplandırılarak aynı sayfada sunulmalıdır. Şekillerde açık gölge ve tonlarından kaçınılmalı, özellikle bilgisayar programlarından elde edilen grafiklerde bu hususa dikkat edilmelidir. Gölgeleme belirgin, fotoğraflar siyah-beyaz ve iyi bir kontrasta sahip olmalıdır. Tüm şekiller, Şekil 1 veya Şekil 1 ve 2 (birden fazla şekle değiniliyorsa) gibi ve metinde anıldıkları sırayla numaralandırılmalıdır. Bir dizi fosil fotoğraflarını içeren şekiller levha olarak değerlendirilmelidir. Levha sayısı mümkün olduğunca az tutulmalıdır. Levhalara ilişkin açıklamalar, hem Türkçe hem de İngilizce olarak aynı sayfada verilmelidir.

**MAKALELERİN EDİTÖRLÜĞE GÖNDERİLMESİ**

Makaleler yazım kurallarına uygun şekilde hazırlandıktan sonra DergiPark Akademik (dergipark.gov.tr/tjb) adresi üzerinden elektronik olarak sisteme yüklenmelidir.

**TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ EDİTÖRÜ**

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ
Tel: 286 2180018-20088
e-posta: eyigitbas@comu.edu.tr

**YAYIMA KABUL EDİLEN MAKALELERİN SUNUMU**

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

**PROVA BASKILAR**

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

**TELİF HAKLARI**

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

## ETİK İLKELER VE YAYIN POLİTİKASI

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

**Dergi Politikası:**

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

**Değerlendirme İşlemi:**

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

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

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

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

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

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

## GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY

### AIM and SCOPE

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

### PREPARATION OF MANUSCRIPTS

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

### SUBMISSION PROCESS and ETHICAL STATEMENT

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

# INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

**Manuscripts should generally be structured as follows:**

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

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

**Examples for headings:**

**ABSTRACT**
**INTRODUCTION**
**PRIMARY HEADING**
**Primary Sub-Heading**
**Secondary sub-heading**
***Tertiary sub-heading***
**CONCLUSIONS**
**GENİŞLETİLMİŞ ÖZET / EXTENDED SUMMARY**
**ANCKNOWLEDGEMENTS**
**ORCID**
**REFERENCES**

**Cover Page**

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

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

**Title and Authors**

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

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

**The information related with authors should be given as follow:**

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

A. Hüsnü Hüsnüoğlu — MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etüdler Dairesi, 06520 Ankara
e-posta: husnu56@mta.gov.tr
ORCID Number: 0000-0001-1458-0830

**ABSTRACT**

The abstract not exceeding 300 words should be informative (aim of the study and main conclusive remarks). It should not contain references. The Abstract should be given in both Turkish and English. If the paper is written in Turkish, an English abstract (in italics) should follow the Turkish abstract, while a Turkish abstract (in italics) should appear after the English abstract in papers written in English.

**Keywords**

The abstract should include minimum 2, and not more than 7 keywords which reflect the entries the authors would like to see in an index. Keywords should be given in both Turkish and English. Keywords should be written in lower-case letters, separated by commas, and given in alphabetical order. For Technical Notes and Discussions, keywords should not be provided.

**GENİŞLETİLMİŞ ÖZET / EXTENDED SUMMARY**

The extended abstract should not exceed 2500 words. But it must be more bulky than abstract. The new figure or table should not be given. But reference can be given to figures and tables present in main text.

**ACKNOWLEDGEMENTS**

Acknowledgements should be brief and confined to persons and organizations that have made significant contributions. Please use full names without titles and indicate name(s) of the organization(s) of the person(s) acknowledged.

**CITATIONS and REFERENCES**

**Citation in the text**

***A. If the article has one author***

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

***B. If the article has two authors***

Parenthetical citations: (Author1 & Author2, Year) e.g.: (Merriman & Frey, 1999)
Narrative citations: Author1 and Author2 (Year) e.g.: Sönmez (1996)

***C. If the article has more than two authors***

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

***D. Citing Multiple Works***

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

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

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

*In References*:

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

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

*Citations in the text:*

Parenthetical citations: (Ahmetoğlu & Hüsnüoğlu, 2022a)
Narrative citations: Ahmetoğlu & Hüsnüoğlu (2022a)

**References**

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

A. ***Journals***

***Bundan sonrasında bir değişiklik yok araya yukarıdakileri ekleyeceğiz***

***A.***

*A.1. Citing the periodicals:*

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

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

*A.2. Special cases*:

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

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

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

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

***B. Proceedings and Abstracts:***

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

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

### *C. Books:*

C.1. Citing of books:

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

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

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

C.2. Citing of translated books:

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

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

### *D. Chapter in book:*

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

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

### *E. Reports and Thesis:*

E.1. Reports:

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

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

E.2. Thesis:

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

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

### *F. Personal Communications:*

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

### *G. Information Downloaded from the Internet*

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

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

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

**Mathematical Expressions**

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

Instead of square-root symbol, an indice of 0.5 sholud be used (e.g. y=5x 0.5). For the of multiplication sign do not use any symbol, however if necessary, the symbol ‘’*’’ can be preferred (e.g. y=5*10-3). Please use ‘’/’’ for division instead of a horizontal line between numerator and denominator. In the expression of chemical reactions, ions should be given as Ca(2+) and CO3(2-) instead of Ca++ and CO3--. In the text, equations should be referred to as equation (1). Computer program listings, if appropriate, must be very clear in an Appendix.

**Tables**

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

**Illustrations**

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

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

tones, particularly from computer graphics packages. Shading should be distinct. Photographs must be black and white and sharp, and exhibit good contrast.
All illustrations must be numbered in the order in which they are referred to and discussed in the text as Figure 1 or Figure 1 and 2 (if more than one figures is referred to). Illustrations consisting of a set of fossil photographs should be given as ''Plates'' and mounted in the desired layout. The number of plates should be kept to a minimum. Explanations of plates should be given in both Turkish and English on the same page.

**SUBMISSION OF MANUSCRIPTS**
Papers should be submitted electronically through web site DergiPark Academics (dergipark.gov.tr/tjb)
**EDITOR IN-CHIEF**
*Prof. Dr. Erdinç* YİĞİTBAŞ
*Tel: 286 2180018-20088*
*e-mail: eyigitbas@comu.edu.tr*

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

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

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

## ETHICAL PRINCIPLES AND PUBLICATION POLICY

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

**Journal Policy:**

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

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

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

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

**Plagiarism Policy:** In addition to the corresponding author submitting the article to the journal, they must upload a similarity report using "iThenticate Plagiarism Detection Software" or "Turnitin" or equivalent plagiarism program, along with the signed **Copyright Transfer Form** and the **Ethics Report Form** to the DergiPark system. The similarity index rate for articles must be below 20%, excluding the reference list.

**Author Contribution Statement and Conflict / Conflict of Interest Statement:** Each of the authors need to have made significant scientific contributions to each article, so every author is accepted as carrying equal ethical responsibility. All authors of an article are obliged to recall or make corrections in situations involving mistakes.

The authors must clearly state all types of conflict/conflict of interest in relation to topics such as other researchers studying similar topics and potential reviewers. In situations where no conflict/conflict of interest is considered to exist, this must be clearly stated.

**Blind review:** *Geol. Bull. Turkey* applies a blind review system with the aim of ensuring objective assessment of all scientific publications. In the stage of assigning reviewers for an article, care is taken that there is no conflict/conflict of interest between reviewers and author(s). With this aim, care is taken that between reviewers and author(s) a) there are no thesis advisor/student relationships, b) no common research or publications between author(s) and reviewers in the recent past (last 2 years), c) they are not employed in the same organization, d) they have not contributed to the manuscript submitted to the journal in terms of form or content, e) author(s) and reviewer have no disputes that were referred to judiciary or ethical committees, f) there is no kinship between reviewer and author(s), g) no publicly stated prejudice of the reviewer toward the author(s), h) no commercial relationship between reviewer and author(s), etc. In case of situations missed by the journal editors, the reviewers must warn the editors of such a situation. Additionally, reviewers are requested;

- To only assess articles that are within their field of expertise,
- To perform assessments unbiased, objectively and confidentially,
- To avoid bias in assessments due to reasons such as nationality, sex, religious beliefs, political leanings, commercial concerns, etc.,
- To provide opinions and recommendations within academic etiquette, with constructive and academic language, avoiding language which will create personal polemic,
- To avoid delaying assessments in a way which lengthens the publication process without reason.

## Evaluation Process:

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

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

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

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

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

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

# TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Nisan 2025 Cilt 68 Sayı 2
April 2025 Volume 68 Issue 2

**Volkan Karabacak, Taylan Sançar**
**Bursa İli Yerleşim Alanlarının Deprem Tehlikesi: Ulubat, Bursa ve İnegöl Diri Faylarının Paleosismolojik Özellikleri**
*Earthquake Hazard in Urban Areas of Bursa Province: Paleosismological Properties of the Ulubat, Bursa and İnegöl Active Faults* ..... 151

**Ali Yilmaz, Hüseyin Yilmaz, Aral Okay Tayfun Bilgiç**
**Geology and Structural Evolution of the Region between the Upper Kelkit Basin and Munzur Mountains**
*Yukarı Kelkit Havzası ve Munzur Dağları Arasının Jeolojisi ve Yapısal Evrimi* ..... 177

**Yakup Çelik, Ezher Tagliasacchi**
**Gürlevik Tufa Waterfall: Facies Characteristics, Depositional Systems and Geoheritage Potential (Erzincan, East Anatolia)**
*Gürlevik Tufa Şelalesi: Fasiyes Özellikleri, Depolanma Sistemleri ve Jeomiras Potansiyeli (Erzincan, Doğu Anadolu)* ..... 205

**Sacit Mutlu**
**Iğdır Fay Zonu'nun Doğu Anadolu Kısalmalı Tektonik Bloğu içerisindeki önemi ve Morfotektonik Özellikleri**
*The Significance and Morphotectonic Features of the Iğdır Fault within the Eastern Anatolian Compressional Tectonic Block* ..... 225

**Mutlu Seven, Yahya Öztürk, Serkan Gürgöze, İsmail Ege, Saadettin Tonbul**
**Engizek Dağı'nda Karstik Depresyonların Jeomorfik Özellikleri ve Morfotektonik Gelişimleri (Kahramanmaraş, Doğu Toroslar)**
*Geomorphic Characteristics and Morphotectonic Evolution of Karst Depressions on Mount Engizek (Kahramanmaraş, Eastern Taurus Mountains)* ..... 259

**Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:**
Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, EBSCO, SOBIAD ve ULAKBİM TR Dizin Veri Tabanlarında yer almaktadır.

***Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:***
*Emerging Sources Citation Index (ESCI), Georef, Geotitles, Geoscience Documentation, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, EBSCO, SOBIAD and ULAKBİM TR Dizin Databases.*

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

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