



## Natural and anthropogenic driving forces on Holocene coastline evolution of Lake Van (Eastern Anatolia): A geological approach

### *Van Gölü'nün (Doğu Anadolu) Holosen kıyı şeridi gelişimi üzerindeki doğal ve insan kaynaklı itici güçler: Jeolojik bir yaklaşım*

SERKAN ÜNER<sup>1\*</sup> 

<sup>1</sup>Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Van, Türkiye

Geliş(received): 17 Ocak (January) 2022      Kabul (accepted): 28 Mart (March) 2022

#### ABSTRACT

Coastal areas along the lakes are sensitive to climatic, hydrologic, and anthropogenic changes. These areas also reveal the interaction between natural driving forces and anthropogenic factors. Lake Van coastal region is a dynamic area heavily affected by natural processes and human activities. The present study focuses on Lake Van's coastline evolution and the associated driving forces. Natural driving forces influencing the changes in the coastline were determined as rock type, water-level fluctuations, wave and current action, tectonics, and fluvial-based processes. The lake's eastern coast is the most intensive region for erosion and deposition in terms of natural factors.

Most residents prefer to live in Lake Van's coastal areas, likely a large percentage of the world's population choice. Coastal settlements and their coastal protection structures such as embankments and harbours negatively affect the natural processes such as erosion, sediment transportation, and deposition. Dams and river reclamation channels build on rivers indirectly affect the coastal evolution by reducing the sediment input into the lake. These anthropogenic stressors on coastal evolution completely change the natural balance. Understanding all these environmental factors is an indicator of the existing circumstances of the Lake Van coastal area and provides a broader perspective to assess protection and management of this area.

**Keywords:** Anthropogenic activity, coastline, Eastern Anatolia, natural driving forces, Lake Van

#### ÖZ

Göl kıyıları iklimsel, hidrolojik ve insan kökenli değişimlere oldukça duyarlıdır. Bu alanlar aynı zamanda doğal itici güçler ile insan kökenli değişimler arasındaki etkileşimi ortaya koymaktadır. Van Gölü kıyıları, doğal süreçler ve insan aktivitesinden önemli şekilde etkilenen dinamik alanlardır. Bu çalışma Van Gölü kıyı

*gelişimine ve bununla ilişkili itici güçlere odaklanmaktadır. Kıyı çizgisi değişimini etkileyen doğal süreçler kaya türü, su seviyesi oynamaları, dalga ve akıntılar, tektonizma ve flüvyal süreçler olarak belirlenmiştir. Van Gölü'nün doğu kıyıları, doğal aşınma ve depolanma süreçleri bakımından en duyarlı alanlardır.*

*Dünya popülasyonunun önemli bir kısmının kıyılarda yaşaması gibi, bölge insanı da yaşamak için Van Gölü kıyılarını tercih etmektedir. Kıyı yerleşimleri ile setler ve limanlar gibi kıyı koruma yapıları, aşınma, sediman taşınması ve depolanma gibi doğal süreçleri olumsuz etkilemektedir. Barajlar ve nehir ıslah kanalları da, göle taşınan sediman miktarını azalttığı için dolaylı olarak kıyı gelişimini etkilemektedir. Bu insan kaynaklı baskılar, kıyı gelişimi üzerindeki doğal dengeyi tümüyle değiştirmektedir. Tüm bu çevresel faktörler, Van Gölü kıyı alanının mevcut koşullarının bir göstergesidir ve bu alanın korunması ve yönetimine ilişkin değerlendirmelerde daha geniş bir perspektif sunmaktadır.*

**Anahtar Kelimeler:** *Doğal itici güçler, Doğu Anadolu, insan kökenli etmenler, kıyı çizgisi, Van Gölü*

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.1059064>

\*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: [suner@yyu.edu.tr](mailto:suner@yyu.edu.tr)

## INTRODUCTION

The coastline can be simply described as the boundary between the land and the sea/lake water where a large percentage of the world's population resides (Bird, 2008). These are defined as valuable areas ecologically and economically. Coastal zones are affected by intense natural factors, including global sea-level change, coastal erosion and sedimentation, tide, storm, and tectonics. They are influenced by several or all of these factors (Vafeidis et al., 2008; Ghost et al., 2015; Ai et al., 2019; Dai et al., 2019). While some coastal processes such as beach erosion, spit formation, or cliff retreat work at high speeds and allow researchers to observe changes in human life scales, coastal-sedimentation, tectonic deformation and sea-level changes need millennial time-scales (Dornbusch et al., 2008; Jabaloy-Sánchez et al., 2010).

Anthropogenic factors also impact coastal evolution. Residential on shore, embankments, wave-barriers, and harbours directly influence coastline, while dominant changes on the

fluvial system such as dams and river-channel reclamations indirectly affect the coastline formation by changes in the sediment input (Gottgens and Evans, 2007; Yao and Wu, 2012; Zhang et al., 2013; Rameli and Jaafar, 2015; Karakuş et al., 2017; Ai et al., 2019). Natural or anthropogenic processes in the sea coasts are similarly effective in the large lakes (Niemi et al., 2007; Thompson et al., 2011; Smeltzer et al., 2012; Chraïbi et al., 2014; Lin and Wu, 2014).

Lake Van is a terminal lake located at an altitude of 1648 m above sea level in eastern Turkey (Figure 1a). The origin, age, water chemistry, water-level changes, climatic features, wetlands and ecological features of Lake Van have been studied by numerous researchers (Reimer et al., 2009; Kaden et al., 2010; Kuzucuoğlu et al., 2010; Huguet et al., 2011; Düzen and Aydın, 2012; Tomonaga et al., 2012; Çağatay et al., 2014; Kwiecien et al., 2014; Stockhecke et al., 2014; Aydın and Karakuş, 2016; Mochizuki et al., 2018). However, the evaluation of coastal

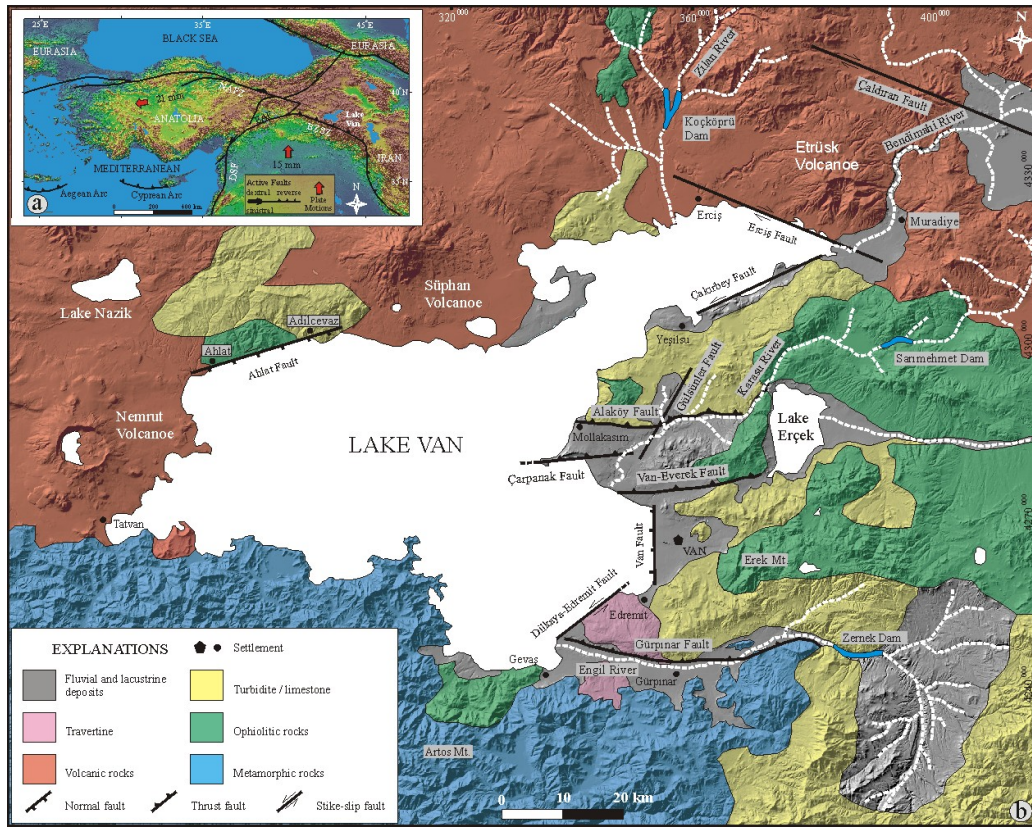
development and processes in terms of natural and artificial factors is lacking.

It is an essential to understand the natural and anthropogenic factors shaping Lake Van's coastline for an optimum evaluation of the current coastal areas. Therefore, this study aims to (i) identify natural processes shaping the coastlines, (ii) determine the coasts affected mainly by natural processes, and (iii) introduce the artificial mechanisms interrupting the natural development of the coastline in Lake Van, using field observations, laboratory

analyses of physical properties of rocks, and satellite images.

## BACKGROUND

Lake Van is located on Eastern Anatolian Plateau formed by the continental collision between the Arabian and Eurasian plates. The velocity of the ongoing collision is 10–11 mm/yr on these plates' boundary (Reilinger et al., 2006). Lake Van, Muş, and Pasinler are some of the basins formed by compressional tectonic regime on the plateau (Şaroğlu and Güner, 1979; Şengör and Yazıcı, 2020).



**Figure 1.** a) Major neotectonic features of Eastern Anatolia Plateau and adjacent areas. b) Geological map of Lake Van Basin (modified from Acarlar et al., 1991; Şenel, 2008; Koçyiğit, 2013).

**Şekil 1. a)** Doğu Anadolu Platosu ve yakın çevresinin ana neotektonik özellikleri. **b)** Van Gölü Havzası'nın jeolojik haritası (Acarlar vd., 1991; Şenel, 2008; Koçyiğit, 2013'ten değiştirilerek).

Approximately N-S oriented compressional tectonic regime is characterized mainly by E-W-trending reverse and NE-striking sinistral and NW-striking dextral strike-slip faults in Lake Van Basin (Dewey et al., 1986; Yılmaz et al., 1998; Özkaymak et al., 2011; Koçyiğit, 2013). Van-Everek, Gürpınar, and Alaköy reverse faults and Erciş, Çaldıran, Çakırbey, Karasu, and Gülsünler strike-slip faults are active faults of the basin (Koçyiğit, 2013; Okuldaş and Üner, 2013; Dicle and Üner, 2017; Sağlam Selçuk et al., 2017; Toker et al., 2017) (Figure 1b). Nemrut, Süphan, and Etrüsk volcanoes observed along the western and northern parts of the basin are the product of the collision-related magmatic activity (Figure 1b) (Aydar et al., 2003; Karaoğlu et al., 2005; Özdemir et al., 2011; Çubukçu et al., 2012; Oyan et al., 2016; Açlan et al., 2020).

Lake Van Basin, has been developing unconformably since Pliocene over the Miocene and older basement comprising metamorphic rocks (Bitlis Metamorphics) (Oberhänsli et al., 2010; Okay et al., 2010)(Figure 2a), Jurassic limestones (Figure 2b), Upper Cretaceous ophiolites (Yüksekova Mélange) (Şengör and Yılmaz, 1981; Üner, 2020)(Figure 2c), and Oligocene-Miocene turbidites (Acarlar et al., 1991; Gülyüz et al., 2020) (Figure 2d). These rocks are unconformably overlain by the Pliocene to Quaternary volcanic rocks (Figure 2e) and ancient lacustrine deposits of Lake Van (Degens et al., 1984; Stockhecke et al., 2014; Üner, 2018) (Figure 2f). Quaternary travertine (Figure 2g) and alluvium constitute the youngest basin fill (Şenel, 2008).

Lake Van Basin is the largest soda lake in the world, developed 600 ka ago (Stockhecke et al., 2014). It has a surface area of 3570 km<sup>2</sup>, a volume of 607 km<sup>3</sup>, a depth of 451 m (Kempe

et al., 1978), and a coastline of 497.3 km. It is an alkaline lake with 9.8 pH and 22–23‰ salinity (Reimer et al., 2009; Kaden et al., 2010; Tomonaga et al., 2012). Four main rivers, namely Engil, Karasu, Bendimahi, and Zilan, and numerous temporary streams reach the lake.

The water budget of Lake Van depends on balanced precipitation, evaporation, groundwater supply and runoff. At Lake Van Region the annual average air temperature and precipitation are 9 °C (Düzen and Aydın, 2012) and 473.4 mm (Aydın and Karakuş, 2016), respectively. Their annual variations fluctuate the lake level up to 90 cm (Degens and Kurtman, 1978; Kaden et al., 2010; Stockhecke et al., 2012).

#### MATERIAL AND METHOD

The elements shaping the coastline of Lake Van are investigated in two sections as natural and artificial. The rock type, water-level fluctuation, waves and currents, tectonics, and fluvial-based processes constitute natural elements affecting coastal formation and deformation. In contrast, coastal settlements, coastal protection structures, and dams are artificial elements. This study evaluates natural and artificial processes with field observations, satellite images, and laboratory analyzes.

The field work was conducted along Lake Van's approximately 497 km long coastal area.

Thin sections of parent-rock samples were prepared to determine the mineralogical composition and to interpret the strength of these rocks. Additionally, some physical features of the coastal rocks, such as abrasion resistance, water absorption capacity, and apparent porosity rate, were determined by laboratory experiments. Böhme abrasion test was applied to the cubic samples cut into





**Figure 2.** Field photographs of the; (a) metamorphic rocks, (b) limestone, (c) ophiolitic rocks, (d) turbiditic rocks, (e) volcanic rocks, (f) lacustrine deposits, and (g) travertine located on the coast of Lake Van.

**Şekil 2.** Van Gölü kıyılarında gözlenen; (a) metamorfik kayaçların, (b) kireçtaşlarının, (c) ofiyolitik kayaçların, (d) türbiditik kayaçların, (e) volkanik kayaçların, (f) gölsel çökellerin ve (g) travertenlerin arazi fotoğrafları.

70x70x70 mm<sup>3</sup> ± 1 mm to determine the abrasion resistance of these rocks.

Water absorption capacity and apparent porosity values were also calculated from dry and wet weights. All values were compared to

interpret the erosion rates on the Lake Van coasts.

Tectonic structures in the coastal area and their geological characteristics were acquired from previous studies and compared to field observations. Long- and short-term water-level

fluctuations with the wave and current activities and their effect on outcrops were also evaluated in terms of erosion and depositional processes in the field.

Satellite images are one of the most useful tools for preparing coastal and deltaic environments inventory and detecting their changes (Durduran, 2010; Kuenzer et al., 2014; Flor et al., 2015; Ghosh et al., 2015; Zhang et al., 2016; Dai et al., 2019). Landsat images, obtained over 42 years (1977–2019), were analysed to investigate short-term changes along the Lake Van coast. These images were mostly used for determining beach, spit, and delta evolutions. They were also evaluated to identify fault zones overlapping with coastal areas. Seismic activities of these faults were checked from Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI) database.

Long-term wind-velocity records measured from six stations (Van, Erciş, Gevaş, Muradiye, Tatvan, and Ahlat) since 1960 were obtained from the Turkish State of Meteorological Service to evaluate wave activity on Lake Van coasts. Monthly maximum wind velocity records were compared with the most known wind-velocity scale (Beauford scale from Isemer and Hasse, 1991) to determine the maximum wave-height that can arrive at the coast.

## DRIVING FORCES

### Rock type

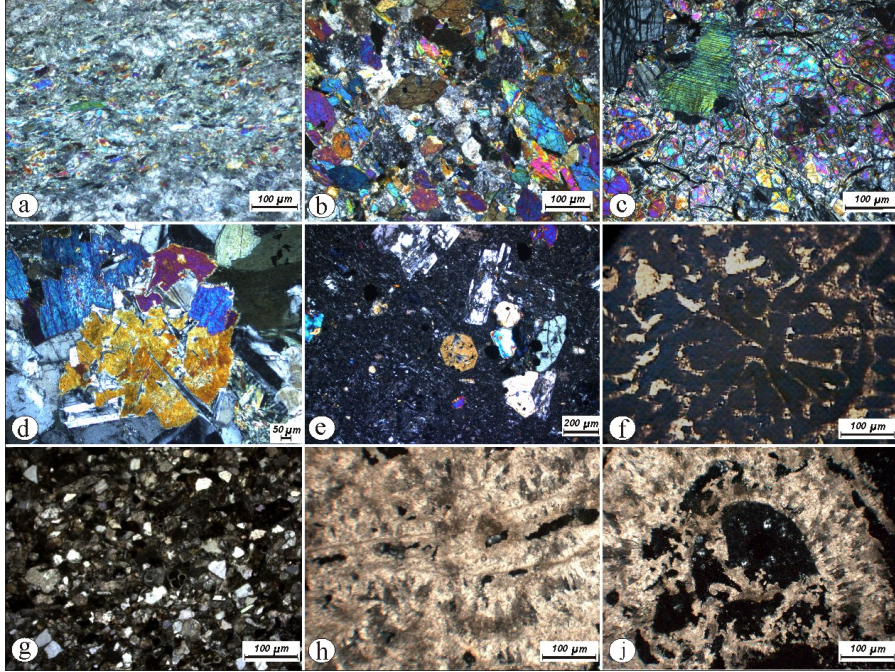
Lake Van developed on various basement rocks such as metamorphic, ophiolitic, volcanic, limestone, turbidite, and travertine/tufa. Because of the water-level fluctuations, Lake Van's ancient lacustrine and deltaic deposits are also observed in its modern coastal area (Figure 2).

South of Lake Van is covered by metamorphic and ophiolitic rocks. Precambrian to

Cretaceous metamorphics, called Bitlis Massif, are composed of schist, gneiss, marble, and amphibolite (Oberhänsli et al., 2010). These subduction-related metamorphic rocks present a south-verging and tectonically imbricate structure (Okay et al., 2010). Lake Van's 106.9 km long southern coastline lies between Tatvan and Gevaş city centres consists of these metamorphic rocks. Metamorphic rocks are composed of chlorite-schist (Figure 3a) and hornblende+ plagioclase-rich amphibolite (Figure 3b). These amphibolites and chlorite-schists present water absorption capacity of 0.10-0.11%, apparent porosity rates of 0.23-0.26%, and abrasion resistance values of 0.14-4.98 cm<sup>3</sup>/50cm<sup>2</sup>, respectively (Table 1). Metamorphic rocks located on the southern coast show 34–56% topographic inclination.

The remaining southern coastline (approximately 14 km long) consists of ophiolitic rocks located around the Gevaş city centre, and called as Gevaş ophiolites. Ophiolitic rocks are also observed at the 7.1 km long northwest coast between Ahlat and Adilcevaz city centres. Upper Cretaceous ophiolitic rocks are made up of harzburgites and gabbros (Üner, 2020). While harzburgites contain olivine and pyroxene (Figure 3c), gabbros are composed of plagioclase and pyroxene (Figure 3d). Their water absorption capacities are 0.14-0.51%, apparent porosity rates 0.32-1.19%, and abrasion resistance values 1.13-6.33 cm<sup>3</sup>/50 cm<sup>2</sup>, respectively (Table 1).

Roughly 140 km long north and west coast of Lake Van is composed of volcanic rocks. Pliocene to Quaternary collision-related volcanic rocks include basalt and pyroclastics derived from Nemrut, Süphan, and Etrüsk volcanoes (Maxcon, 1936; Karaoğlu et al.,



**Figure 3.** Photomicrographs of the; (a) chlorite-schist, (b) amphibolite, (c) harzburgite, (d) gabbro, (e) basalt, (f) limestone, (g) sandstone, (h) travertine, and (j) tufa samples obtained from the coasts of Lake Van.

**Şekil 3.** Van Gölü kıyılarından elde edilen; (a) klorit-şist, (b) amfibolit, (c) harzburjit, (d) gabro, (e) bazalt, (f) kireçtaşı, (g) kumtaşı, (h) traverten, and (j) tufa örneklerinin incekesit görüntüsü.

**Table 1.** Water absorption capacity, apparent porosity rate, and abrasion resistance test results of the different rocks sampled from the coastal area of Lake Van

**Çizelge 1.** Van Gölü kıyısından örneklenen farklı kayaların su emme kapasitesi, görünür gözeneklilik oranı ve aşınma direnci test sonuçları

Sample No	Rock type	Water absorption (%)	Apparent porosity (%)	Abrasion resistance (cm <sup>3</sup> /50cm <sup>2</sup> )
1	Tufa	10.53	16.78	36.39
2	Travertine	2.93	6.06	10.55
3	Limestone	3.59	7.37	10.35
4	Sandstone	0.13	0.30	1.93
5	Basalt	0.31	0.73	2.03
6	Schist	0.11	0.26	4.98
7	Harzburgite	0.51	1.19	6.33
8	Amphibolite	0.10	0.23	0.14
9	Gabbro	0.14	0.32	1.13



2005; Ersoy et al., 2006; Özdemir et al., 2011; Oyan et al., 2016). Basaltic rocks with hypocrySTALLINE texture contain plagioclase, augite, and enstatite minerals (Figure 3e). The basalt sample has a water absorption capacity of 0.31%, apparent porosity rate of 0.73%, and abrasion resistance value of 2.03 cm<sup>3</sup>/50cm<sup>2</sup> (Table 1). The topographic inclination of these rocks differentiates on the coastal area of the lake appropriately to the geometry of these stratovolcanoes.

Lower Miocene Adilcevaz limestones represent the latest marine carbonates of the region, corresponding to the uppermost levels formed before the closure of the southern branch of the Neo-Tethys (Yeşilova and Yakupoğlu, 2007). These rocks are observed on the northwest coast of Lake Van between Adilcevaz and Ahlat city centres (22.8 km) and west of the Erciş city (3.8 km). Adilcevaz limestone is a mud-supported, fossiliferous-carbonate rock containing > 10% grains and can be defined as wackestone (Figure 3f). It has a water absorption capacity of 3.59%, an apparent porosity rate of 7.37%, and an abrasion resistance value of 10.35 cm<sup>3</sup>/50cm<sup>2</sup> (Table 1).

The Oligocene–Miocene shallow- to deep-marine turbidites composed of sandstone-mudstone alternation with gravelly layers (Acarlar et al., 1991; Gülyüz et al., 2020) are observed along the 19.1 km coastline between Mollakasım and Yeşilsu villages at the east of Lake Van, and 6.8 km long in Ahlat at the west. The sandstone sample contains quartz minerals and rare fossil fragments (Figure 3g) with a water absorption capacity of 0.13%, apparent porosity rate of 0.30%, and abrasion resistance value of 1.93 cm<sup>3</sup>/50cm<sup>2</sup> (Table 1).

The Quaternary terrestrial carbonates formed in fluvial and lacustrine environments constitute the Edremit travertine and tufa deposits (Yeşilova et al., 2015). The carbonates outcrop

only 10.7 km along the southeast coast of Lake Van near Edremit city centre. Travertine with microcrystalline texture (Figure 3h) and tufa composed of phytoherm framestone facies (Figure 3j) have the water absorption capacity of 2.93-10.53%, apparent porosity rates of 6.06-16.78%, and abrasion resistance values of 10.55-36.39 cm<sup>3</sup>/50cm<sup>2</sup>, respectively (Table 1).

The longest coastline of Lake Van with 165.1 km is located on ancient and modern lacustrine and deltaic deposits. The lacustrine sequences are formed by horizontally bedded clays, silts, and fine- to coarse-grained sandy shallow lacustrine and gravelly shore deposits and are frequently observed in eastern and northern coasts of Lake Van near the Van and Erciş city centres.

#### **Water-level fluctuation**

Water-level fluctuation history of Lake Van including last 110 ka was obtained from ancient terrace and varve records (Degens et al., 1978; Landmann et al., 1996; Kuzucuoğlu et al., 2010; Çağatay et al., 2014; Akköprü et al., 2019). The highest water-level was determined as +108 m above the present level (105 ka B.P.) (Kuzucuoğlu et al., 2010). In contrast, the lowest level was recorded as -340 m below the present level (8.4 ka B.P.) (Degens et al., 1978). The water-level have remained the same for the last 3-4 ka, except for minor changes (Degens et al., 1978; Landmann et al., 1996; Çağatay et al., 2014). Water budget of Lake Van is calculated depending on precipitation, evaporation, surface runoff, and groundwater recharge. The annual average precipitation is 473.4 mm (Aydın and Karakuş, 2016) and its contribution to the volume of the lake is calculated as approximately of 2.5 km<sup>3</sup> water input (Kadioğlu et al., 1997). The annual average air temperature also varies from -3.6 to 22.7 °C at coastal areas of Lake Van and amount of the annually water lost to the



atmosphere by evaporation is defined as 5.08 km<sup>3</sup> (Düzen and Aydın, 2012).

The catchment area of Lake Van is 11,859 km<sup>2</sup> (Düzen and Aydın, 2012). Four major rivers (Engil, Karasu, Bendimahi, and Zilan rivers) and tens of perennial and seasonal streams drain into Lake Van. It has been calculated that annually 1.7 km<sup>3</sup> of freshwater is added to the lake volume by surface runoff (Kadioğlu et al., 1997). Water loss of Lake Van due to evaporation is balanced by precipitation, surface runoff, and groundwater input. Annual variation on these components changes the lake level up to 90 cm (Degens and Kurtman 1978; Kaden et al., 2010; Stockhecke et al., 2012).

Beachrocks considered as one of the best indicators of former water levels (Bezerra et al., 2004; Desruelles et al., 2009) are frequently observed in different levels at the east and southeast coasts of Lake Van. Both subaerial (Figure 4a) and submerged sandy and pebbly beachrocks deposited parallel to coastline in topographically low-incline areas are indicating lake-level fluctuations for Lake Van.

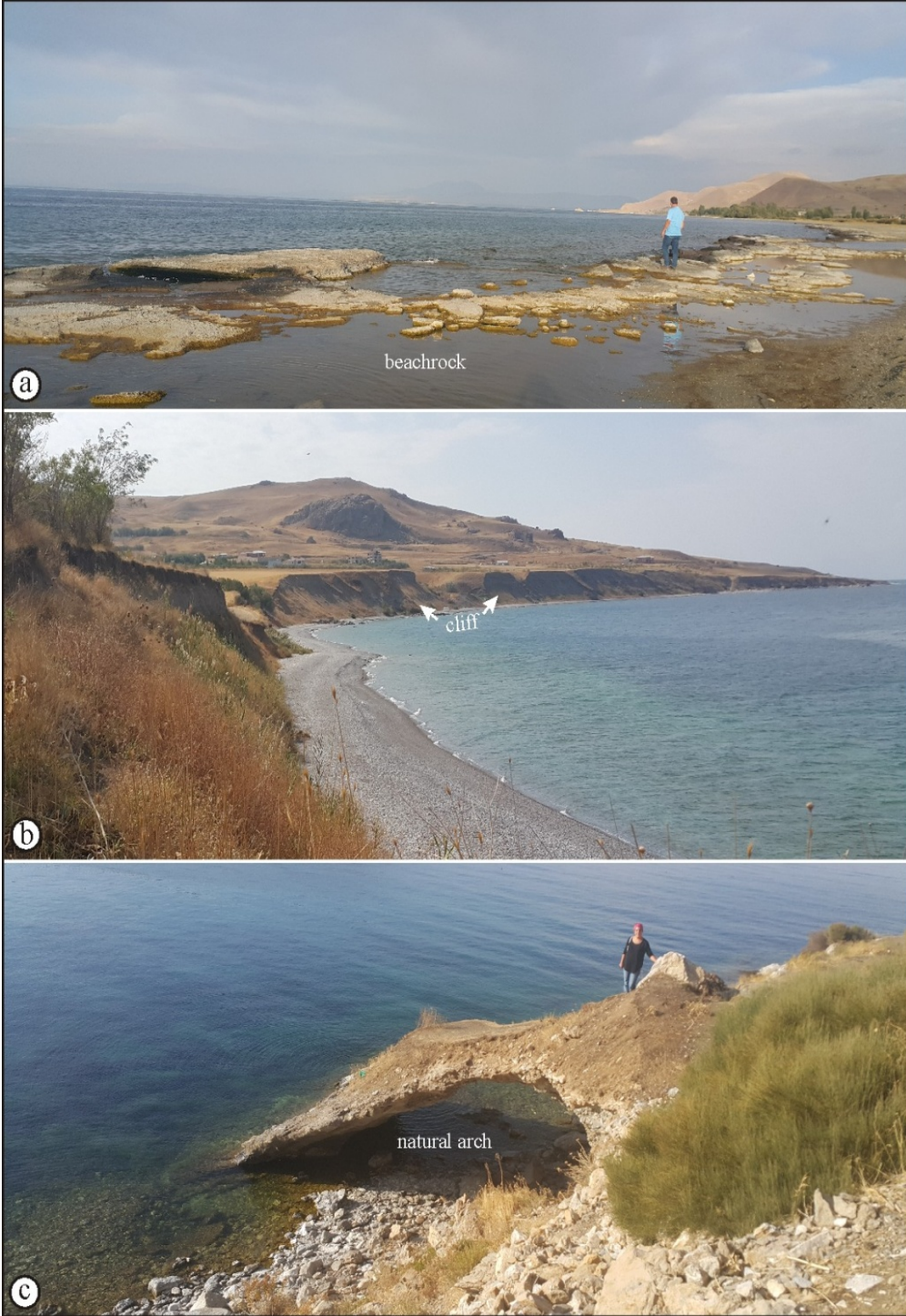
#### **Wave and current activity**

According to monthly maximum wind-velocity records measured by the Turkish State Meteorological Service on coastal stations since 1960, the wind-velocity frequently reached the gale/storm-level with 17.2–32.6 m/s (Beauford scale from Isemer and Hasse, 1991). This level corresponds to a 5.5–11.5 m waveheight (Met Office, 2007). Moreover, the wind-velocity unexpectedly reached the hurricane-level (> 32.6 m/s) twice, with 42.3 m/s (Üner, 2018). That highest value corresponds to >14 m waveheight (Met Office, 2007).

Wind-generated waves can erode coastal rocks directly and indirectly (Carter, 1976;

Kamphuis, 1987; Brown et al., 2005; Trenhaile et al., 2015; Da Silva et al., 2018). When the beach is narrow, a much higher rate of wave energy reaches the coastal rocks. The continuous movement of the waves causes the erosion of these rocks and makes an unstable slope for the formation of a cliff. This type of coast, shaped by the direct effect of the waves or by the wave-induced landslides, is particularly observed at the eastern coast of Lake Van (Figure 4b). The other morphologic structure formed by wave erosion is the natural arch. This rarely observed structure formed by carving of the ancient deltaic deposits with wave effect is located on the southern coast of Lake Van with a height of 3 m and width of 8 m (Figure 4c).

Some accumulation structures such as beaches and barrier spits formed by waves and related longshore currents are also observed in the coastal area of Lake Van. Beaches consisting of generally loose, unconsolidated sediment, ranging in size from very fine sand up to pebble, are narrow and straight or slightly concave (Figure 5a). These natural beaches have provided their sediments from various sources such as rivers, eroded cliffs and foreshores, and drifting lake-floor. Barrier spits are other accumulation structures formed by waves and longshore currents. The drifting shore material along the coastline by the waves that arrive obliquely to the coastline and accompanying longshore currents accumulates on an area where the shoreline curves and forms a barrier spit. Bays or lagoons created by that barrier at the landward of the accumulation are observed at the topographically low-incline areas in the east of Lake Van (Figures 5b, 5c).



**Figure 4.** Field photographs of the; (a) beachrocks, (b) cliffs, and (c) natural arch taken from the coast of Lake Van.

**Şekil 4.** Van Gölü kıyılarından çekilen; (a) yalı taşı, (b) falez ve (c) doğal kemerlerin arazi fotoğrafı.





**Figure 5.** Field photographs of the; (a) gravelly beach, (b) & (c) barrier spits taken from the eastern coast of Lake Van.

**Şekil 5.** Van Gölü doğu kıyılarından çekilen; (a) çakıllı plaj, (b) ve (c) kıyı dilinin arazi fotoğrafı.

### Tectonics

Lake Van Basin is a compressional area characterized by N–S trending crustal shortening since its formation. This tectonic regime is represented by strike-slip faults as well as coeval reverse faults (Dewey et al., 1986; Yılmaz et al., 1998; Özkaymak et al., 2011; Koçyiğit, 2013). N–S trending normal faults are rare structural elements. The basin has numerous active faults that generate intense seismicity (Özkaymak et al., 2011; Koçyiğit, 2013; Akkaya et al., 2015; Sağlam Selçuk et al., 2017; 2020).

Active faults, namely Ahlat, Erciş, Çakırbey, Çarpanak, Van, and Dilkaya–Edremit, are located on the coastline of Lake Van (Figure 1b). The Ahlat Fault is an ENE–WSW-trending normal fault with a strike-slip component (Çukur et al., 2017). Approximately 25 km long fault lies between Ahlat and Adilcevaz city centres at the northwestern coast of Lake Van (Figure 1b). It deforms Upper Cretaceous ophiolites, Miocene turbidites, Quaternary volcanics and coeval lacustrine deposits.

The NW–SE-trending Erciş Fault passes through the northern part of Lake Van, which is a dextral strike-slip fault with a normal fault component (Üner, 2019; Üner et al., 2019; Sağlam Selçuk and Kul, 2021). It deforms the Quaternary basalts originated from Etrüsk Volcanoe and lacustrine deposits of Lake Van. The Çakırbey Fault is another strike-slip fault (Koçyiğit, 2013) deforming the northeastern coast. Approximately 30 km long NE–SW-trending sinistral strike-slip fault cuts the Quaternary basalts and lacustrine deposits of Lake Van (Figure 1b).

The Çarpanak Fault located on the eastern coast is a nearly E–W-trending and northerly dipping reverse fault. Approximately 15 km long fault deforms the Pliocene to Quaternary fluvial and lacustrine deposits and forms a 7 km long peninsula (Figure 1b). The Van Fault is a

17 km long, N–S-trending, and westerly dipping normal fault. This tectonic structure, located on the Arabian–Eurasian compression zone, is observed along the eastern coast of Lake Van. It cuts the Quaternary lacustrine deposits of Lake Van (Figure 1b). Approximately 14 km long Dilkaya–Edremit Fault located on the southeastern coast is another sinistral strike-slip fault that deforms the Quaternary travertine and tufa deposits.

### Fluvial-based processes

Four principal rivers, namely Zilan, Bendimahi, Karasu, and Engil and numerous temporary streams join Lake Van (Figure 6a). These principal rivers provide the main sediment input, whereas temporary streams yield a negligible amount of sediment. Zilan River, located in the northern part of Lake Van Basin, has a catchment area approximately of 1320 km<sup>2</sup>. It collects their sediments from the erosion of the Upper Cretaceous ophiolitic rocks, the Quaternary volcanic rocks, and ancient lacustrine deposits of Lake Van. These sediments have been forming the Zilan Delta with a surface area of 5 km<sup>2</sup> (Figure 6b). The Bendimahi River is another main river located in the northern part of the basin. It has a catchment area approximately of 1200 km<sup>2</sup>, dominantly covered by the Quaternary volcanic and lesser ophiolitic rocks. It has a relatively small delta, namely the Bendimahi Delta, with a surface area of 2.2 km<sup>2</sup> (Figure 6c).

Karasu River is the longest fluvial system reaching Lake Van. It passes along the eastern part of the basin consisting of ophiolitic rocks, volcanic rocks, and fluvial and lacustrine deposits. Sediments collected from the approximately of 1490 km<sup>2</sup> catchment area have accumulated at the coastal area and have formed the Karasu Delta covering 1.4 km<sup>2</sup> (Figure 6d).





**Figure 6.** Google Earth satellite images showing; (a) drainage area of the fluvial systems, (b) Zilan Delta, (c) Bendimahı Delta, (d) Karasu Delta, and (e) Dönemeç Delta at the study area.

**Şekil 6.** Çalışma alanındaki; (a) akarsu sistemlerinin drenaj alanlarını, (b) Zilan Deltası'nı, (c) Bendimahı Deltası'nı, (d) Karasu Deltası'nı ve (e) Dönemeç Deltası'nı gösteren Google Earth uydu görüntüsü.

Engil River, located in the southeastern part, has the largest catchment area of the basin, approximately 2680 km<sup>2</sup>. Sediments derived from the catchment area, covered with the Oligocene to Miocene turbiditic rocks, the upper Cretaceous ophiolitic rocks, and the Quaternary fluvial and lacustrine deposits, constitute the Dönemeç Delta with a surface area of 4.5 km<sup>2</sup> (Figure 6e).

#### Anthropogenic Factors

Some anthropogenic activities directly or indirectly affect the natural development of the coasts. Settlements, coastal protection structures such as embankments and wave-barriers, and harbours directly influence the coastline, while powerful changes on the fluvial system such as dams and river-channel reclamations indirectly affect as they change the sediment input (Kraus and McDougal, 1996; Dean and Dalrymple, 2002; Gottgens

and Evans, 2007; Lin and Wu, 2014; Ai et al., 2019). Six city centres are located on the coastal area of Lake Van, namely Van, Erciş, Edremit, Ahlat, Adilcevaz, and Tatvan (Figure 1b).

Coastal utilization areas of these cities are rapidly spreading, and coasts are preferred for all kinds of structures such as buildings, factories, highways, and airport. Embankments are the most common structures protecting these coastal areas (Figure 7a). Coastal transportation coevally increases with these cities' population growth, resulting in the construction of numerous new harbours (Figure 7b).

Dams used for various purposes such as water storage, irrigation, and fishing were built on the three main rivers (Engil, Karasu, and Zilan rivers) mentioned above. These are the Zerne Dam, built in 1988, on the Engil River, the Sarimehmet Dam (1991) on the Karasu River, and the Koçköprü Dam (1992) on the Zilan River (Figure 6a). These dams have obstructed significant amount of sediments since their construction.

Channel reclamation activity is another anthropogenic modification of the fluvial system. Regulations applied to river channels, which pass through city centres, reduce sediment budget as it prevents erosion. This type of structure is observed on Zilan and Engil rivers at the city centres of the Erciş and Gürpınar. The decrease in sediment yield due to these dams and reclamation channels directly affects the development of the coastal zone.

## DISCUSSION

### Effect of rock type on coastal evolution

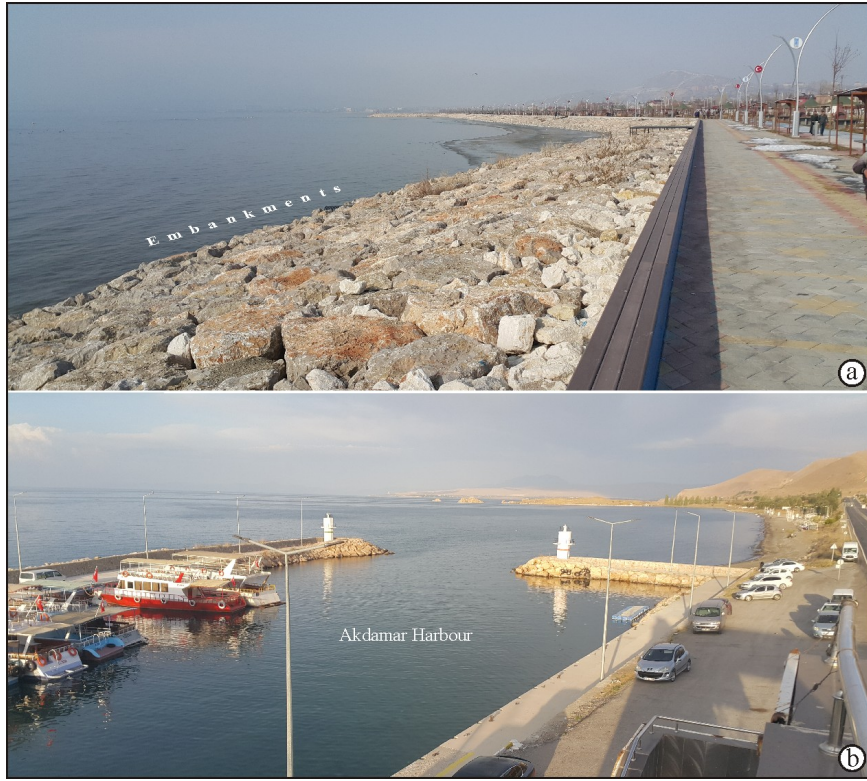
Various types of rocks form Lake Van coasts. Mineralogical composition, textural characteristics, and physical properties of

these rocks, such as water absorption, apparent porosity rate, and abrasion resistance, are closely related to the shaping of these coasts. The southern coast of the lake is composed of schist, amphibolite, harzburgite, and gabbro. These rocks have low (< 1%) apparent porosity and water absorption capacity (Table 1), indicating high rock strength. In addition, Böhme abrasion resistance test values of these rocks are lower than  $7 \text{ cm}^3/50\text{cm}^2$  (Table 1) which corresponds to low abrasion rock class (Özvan and Direk, 2020). Relatively high values (4.98 and  $6.33 \text{ cm}^3/50\text{cm}^2$ ) obtained from schist and harzburgite samples, indicating lesser abrasion resistance, may be explained by the segregation layers between the platy mica minerals in schists and alteration degree of the harzburgites.

Western and northern coasts are composed of basaltic rocks and rarely limestones. Basaltic rocks have low apparent porosity and water absorption capacity (< 1%) and a low abrasion rock feature ( $2.03 \text{ cm}^3/50\text{cm}^2$ ) (Table 1). The high abrasion resistance value of these rocks is due to the hardness of the plagioclase minerals and the fine-crystalline fine-crystalline texture of the rock. Limestones observed in a limited area in the north have a relatively higher apparent porosity ratio (7.37%) and water absorption capacity (3.59%).

The Böhme abrasion test value of  $10.35 \text{ cm}^3/50\text{cm}^2$  corresponds to moderate abrasion rock level with a value between 7 and  $20 \text{ cm}^3/50\text{cm}^2$ , according to the classification proposed by Özvan and Direk (2020). This value can be attributed to the porous structure of fossiliferous limestone.

The eastern coast of Lake Van consists of the Miocene sandstones, the Quaternary terrestrial carbonates (travertine and tufa), and



**Figure 7.** Field photographs showing; (a) embankments and (b) Akdamar Harbour constructed on Lake Van coasts.

**Şekil 7.** Van Gölü kıyılarında yapılmış; (a) kıyı seti ve (b) Akdamar Limanı'nın arazi fotoğrafı.

coeval semi-consolidated lacustrine deposits. Sandstones have low apparent porosity and water absorption capacity (< 1%) and a low abradable rock feature ( $1.93 \text{ cm}^3/50\text{cm}^2$ ) (Table 1). This abrasion resistance value may vary depending on the thickness and position of the sandstone beds. On the contrary, travertines and tufas have high apparent porosity (6.06 and 16.78%) and water absorption (2.93 and 10.53%) rates, respectively (Table 1). The Böhme abrasion test value of the travertine sample ( $10.55 \text{ cm}^3/50\text{cm}^2$ ) corresponds to moderate abradable rock class with a value between 7 and  $20 \text{ cm}^3/50\text{cm}^2$ , while the test value of the tufa sample ( $36.39 \text{ cm}^3/50\text{cm}^2$ ) falls into the abradable rock class ( $> 20 \text{ cm}^3/50\text{cm}^2$ )

according to the classification proposed by Özvan and Direk (2020). Thin bedded and semi-consolidated shallow lacustrine and coastal deposits representing the longest coastline of Lake Van have the lowest abrasion resistance.

#### Lake-level change and coastal evolution

Lakes are extremely sensitive environments to climate-induced lake-level fluctuations (Street-Perrott, 1980; Adams and Wesnousky, 1998; Haghani et al., 2016; Sato et al., 2016). Especially in areas with low topographic inclination, small-scale water-level changes can cause the coastline to shift a considerable distance towards land or lake. Even though an annual variation on water budget changes the

lake-level up to 90 cm (Degens and Kurtman, 1978; Kaden et al., 2010; Stockhecke et al., 2012),

it is accepted that the water level of Lake Van has remained the same for the last 3-4 ka, except for minor changes (Degens et al., 1978; Landmann et al., 1996; Çağatay et al., 2014). The formation of beachrocks on the coasts of Lake Van (Figure 4a), which requires several century vertical stability of the coastline (Neumeier, 1998; Vousdoukas et al., 2007; Çiner, 2009; Desruelles et al., 2009), supports this idea.

#### **Wave and current effect on coastal evolution**

Coastlines are dynamic systems shaped by the energy of waves and currents. Wind-induced waves and related longshore currents provide most of the power for erosion, transportation, and deposition of sediments. Although Lake Van is a closed basin surrounded by high mountains such as Nemrut, Süphan, Artos, and Erek, the wind-velocity can reach the hurricane-level with a maximum value of 42.3 m/s (Üner, 2018) corresponding to wave-heights up to 14 m (Met Office, 2007).

Coastal erosion results from the power of the hydraulic action and the erosive action of transported sediments. Wave action is extremely variable depending on the morphology of the coast and the physical characteristics of the bedrock (Bird, 2008). The best examples of wave erosion determined on the shores of Lake Van are cliff formation (Figure 4b) and the natural arches excavated on rocky coasts (Figure 4c).

Natural beaches and barrier spits represent accumulation structures formed by wave and current activity on the Lake Van coasts. Sandy and pebbly narrow beaches are frequently observed on straight or slightly concave parts of the eastern coasts of Lake Van. Barrier spits

formed by the accumulation of sediments drifted by waves and longshore currents on the river mouths or the bays are also observed on the topographically low-inclined zones at the same coasts of the lake. Whereas some of these barriers create lagoons, some are used as natural harbours (Figure 5b).

#### **Effect of tectonics**

Lake Van is located north of the continental collision zone between the Arabian and Eurasian plates. Numerous faults and dense seismicity indicate ongoing tectonic activity for the region (Özkaymak et al., 2011; Koçyiğit, 2013; Akkaya et al., 2015; Sağlam Selçuk et al., 2020; KOERI, 2021). Some active faults with various characteristics such as Ahlat, Erciş, Çakırbey, Dilkaya–Edremit (strike-slip faults), Çarpanak (thrust fault), and Van (normal fault) cause some of Lake Van coasts to be linear (Figure 1b). Besides, earthquakes and vertical displacements induced by active faults in the hinterland can increase the sediment yields reaching the lake.

#### **Delta Formation**

Deltas formed where the sediment accumulation rate in the river mouth exceeds the rate of sediment distribution by waves, and currents are one of the most known agents that shape the coastlines. The development of a delta may be influenced by short-term climate change, rapid water-level fluctuations, coastal processes, and tectonics (Bird, 2008).

Primary sediment input to Lake Van is provided by major rivers such as Zilan, Bendimahi, Karasu, and Engil. Their deltas can be classified according to their morphology. While Zilan and Dönemeç deltas represent fluvial-dominated delta morphology, Karasu and Bendimahi deltas show wave-dominated delta characteristics (after Coleman and Wright, 1975). Lake Van and its deltas are not affected by tides.



The evolution of the Bendimahi Delta is significantly affected by tectonic deformation. It was forced to migrate 1.5 km to the north with all components due to the capture of the Bendimahi river canal by the Erciş Fault (Üner, 2019). Nowadays, that coastline consists of a wave-dominated delta and an abandoned river mouth (Figure 6c).

### **Anthropogenic stressors**

Marine coastlines are extremely important due to the concentration of population near the coasts (Bird, 2008). A similar focus is valid for lake shores. Coastal settlements require coastal protection structures such as embankments, wave-barriers, and harbours. But these protection structures prevent some natural processes like erosion, sediment transportation, and deposition on the coast. The depositional formations such as beach or barrier-spits and the erosional structures like cliffs are negatively affected from these artificial coastal conditions (Kraus and McDougal, 1996; Dean and Dalrymple, 2002; Lin and Wu, 2014). Furthermore, the rigid coastal structures can cause higher waves due to reflection and create more erosion at near-shore (Miles et al., 2001).

Dams and river reclamation channels can cause another anthropogenically-induced change in lake characteristics. The decrease in sediment yield due to these structures directly affects the development of the coastal zone. In order to determine the effect of dams on deltaic sediment yield on Lake Van coasts, three rivers containing dam (Zilan, Karasu, and Engil rivers) and their deltas (Zilan, Karasu, and Dönemeç deltas) were investigated using Landsat satellite images. The Koçköprü Dam constructed in 1992 on the Zilan River dramatically affected the sediment yield carried to the Zilan Delta. A

significant decrease in the dimensions of the Zilan Delta is clearly observed between the pre-dam to post-dam satellite images (Figs. 8a). A similar change is valid for the Karasu Delta. After the construction of the Sarımeşmet Dam in 1991 on the Karasu River, a visible retreat occurred in the Karasu Delta (Figs. 8b).

The Dönemeç Delta is the largest deltaic system developed along the Lake Van coasts and formed by the sediments collected from the catchment area of the Engil River. The sediment supply to the delta has significantly decreased with the construction of the Zerneş Dam in 1988 (Figure 8c). Although sediment yield is not the only component affecting delta development, the change in all these deltas after the construction of the dams is remarkable.

All the natural elements mentioned above are the dominant factor in shaping the coasts of Lake Van since its formation, but anthropogenic stressors on coastal evolution such as coastal settlements, dams, and coastal protection structures highly change the natural balance.

### **CONCLUSIONS**

In this study, the elements that shape the approximately 497 km coastline of Lake Van were determined with field observations, satellite images, and laboratory experiments. The factors shaping the Van Lake coastline can be distinguished as natural and anthropogenic. While natural elements consist of rock type, water-level changes, waves and longshore current activity, tectonics, and fluvial-based processes, the human impact Lake Van coastal evolution occurs through the coastal protection structures and the dams and river reclamation channels built on the streams.

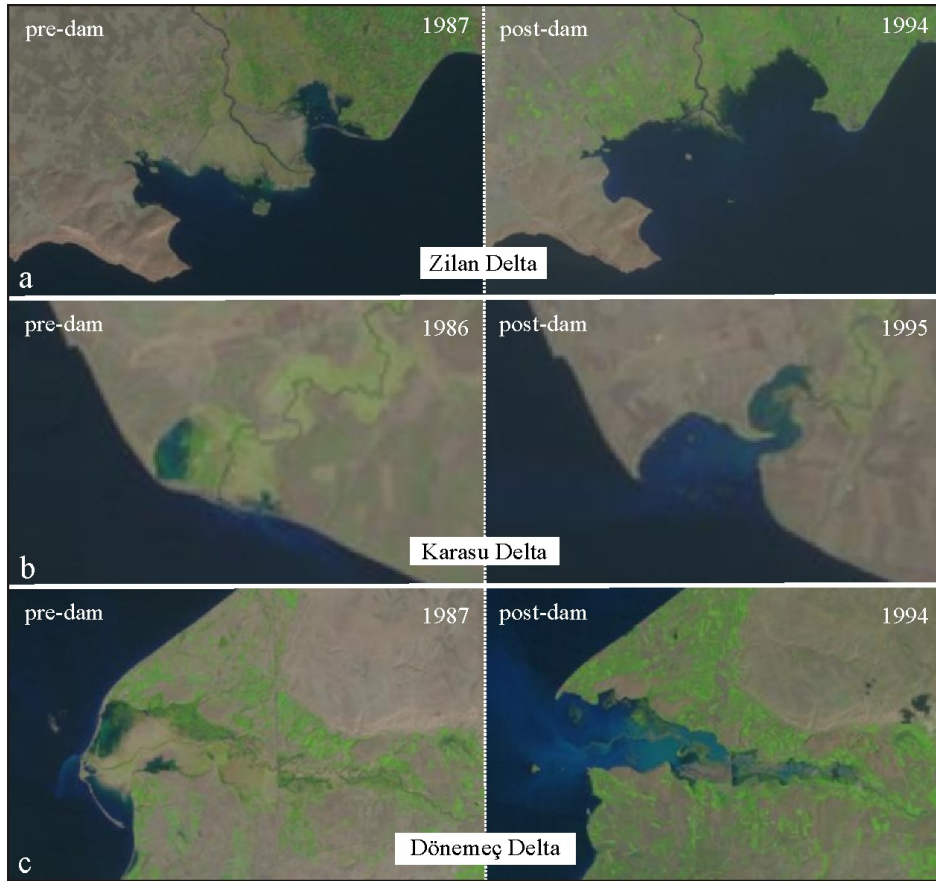
The coasts of Lake Van exhibit different characteristics against erosional elements

such as waves, longshore currents, and water-level changes due to the diversity of coastal rocks and their different abrasion resistance. These elements are also effective for deposition features.

The eastern coasts of Lake Van are the most intensive region for erosion and deposition because of the low abrasion resistance of the existing rocks and the low topographic slope. These coasts that consist mainly of semi-consolidated lacustrine deposits and coastal carbonates (travertine and tufa) retreat rapidly.

Other coastal parts are limitedly affected by wave and current erosion and water-level fluctuation due to high abrasion resistant rocks such as amphibolite, basalt, harzburgite, and schist. Additionally, numerous faults located on Lake Van coastlines such as Ahlat, Erciş, Çakırbey, Van, Dilkaya–Edremit, and Çarpanak are structural elements that directly shape the coastal area.

Coastal settlements and their coastal protection structures, dams on rivers and river



**Figure 8.** Landsat satellite images showing the evolution of; (a) Zilan Delta before and after Koçköprü Dam was built, (b) Karasu Delta before and after Sarıme Mehmet Dam was built, and (c) Dönemeç Delta before and after Zerne Dam was built.

**Şekil 8.** (a) Zilan Deltası'nın Koçköprü Barajı öncesi ve sonrası, (b) Karasu Deltası'nın Sarı Mehmet Barajı öncesi ve sonrası ve (c) Dönemeç Deltası'nın Zerne Barajı öncesi ve sonrası değişiminin Landsat uydu görüntüsü.

reclamation channels negatively affect the aforementioned natural processes such as erosion, sediment transportation, and deposition. These anthropogenic stressors on coastal evolution completely change the natural balance. Global and regional climate changes and related storms, floods, and drought are also clear indicators of this human impact on natural processes.

#### ACKNOWLEDGEMENT

The author is grateful to Levent Selçuk, Tijen Üner, and Erman Özsayın for their help and suggestions. The author wish to express their thanks to two anonymous reviewers for their valuable and constructive comments on the manuscript.

#### REFERENCES

- Acarlar, M., Bilgin, A.Z., Elibol, E., Erkan, T., Gedik, İ., Güner, E., Hakyemez, Y., Şen, A.M., Uğuz, M.F. and Umut, M., 1991. Geology of the eastern and northern part of Lake Van. The Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Technical Report Nr. 9469.
- Açlan, M., Oyan V. and 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, 103844, 1–18.
- Adams, K.D. and Wesnousky, S.G., 1998. Shoreline processes and age of the Lake Lahontan high-stand in the Jessup embayment, Nevada. *Geological Society of American Bulletin*, 110, 1318–1332.
- Ai, B., Zhang, R., Zhang, H., Ma, C. and Gu, F., 2019. Dynamic process and artificial mechanism of coastline change in the Pearl River Estuary. *Regional Studies in Marine Science*, 30, 100715, 1–12.
- Akkaya, İ., Özvan, A., Tapan, M. and Şengül, M.A., 2015. Determining the site effects of 23 October 2011 earthquake (Van province, Turkey) on the rural areas using HVSR microtremor method. *Journal of Earth System Sciences*, 124 (7), 1429–1443.
- Akköprü, E., Aydın, F. A. and Doğu A. F., 2019. Van Gölü se viye değişimlerinin Engil Çayı Deltası jeomorfolojisi üzerine etkisi ve Dilkaya H öyüğü ile ilişkisi. *Türk Coğrafya Dergisi*, 72, 45–51.
- Aydar, E., Gourgaud, A., Ulusoy, İ., Digonnet, F., Labazuy, P., et al. 2003. Morphological analysis of active Mount Nemrut stratovolcano, eastern Turkey: evidences and possible impact areas of future eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 123, 301–312.
- Aydın, H. and Karakuş, H., 2016. Estimation of evaporation for Lake Van. *Environmental Earth Sciences*, 75, 1275, 1–19.
- Bezerra, F.H.R., Amaral, R.F., Lima-Filho, F.P., Ferreira, A.V., Sena, E.S. and Diniz, R.F., 2004. Beachrock fracturing in Brazil. *Journal of Coastal Research*, 42, 169–182.
- Bird, E., 2008. *Coastal Geomorphology: An Introduction*. John Wiley & Sons, 411 p.
- Brown, E.A., Wu, C.H., Mickelson, D.M. and Edil, T.B., 2005. Factors Controlling Rates of Bluff Recession at Two Sites on Lake Michigan. *Journal of Great Lakes Research*, 31, 306–321.
- Carter, C.H., 1976. Lake shore erosion, Lake County, Ohio: Setting, processes, and recession rates from 1876–1973. Ohio Div. Geological Survey Report No. 99.
- Chraïbi, V.L.S., Kireta, A.R., Reavie, E.D., Cai, M. and Brown, T.N., 2014. A paleolimnological assessment of human

- impacts on Lake Superior. *Journal of Great Lakes Research*, 40, 886–897.
- Coleman, J.M. and Wright, L.D., 1975. *Deltas, Models for Exploration* (ed. by M. L. Broussard), Houston Geological Society p. 99.
- Çağatay, M.N., Öğretmen, N., Damcı, E., Stockhecke, M., Sancar, Ü., Eriş, K.K. and Özeren, S., 2014. Lake level and climate records of the last 90 ka from the Northern Basin of Lake Van, eastern Turkey. *Quaternary Science Review*, 104, 97–116.
- Çiner, A., Desruelles, S., Fouache, E., Koşun, E. and Dalongeville, R., 2009. Beachrock formations on the Mediterranean Coast of Turkey: Implications for Holocene sea level changes and tectonics. *Geological Bulletin of Turkey*, 52 (3), 257–296.
- Çubukçu, H.E., Ulusoy, İ., Ersoy, O., Aydar, E., Gourgaud, A. and Herve, G., 2012. Mt. Nemrut Volcano (Eastern Turkey): temporal petrological evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 209-210, 33–60.
- Çukur, D., Krastel, S., Tomonaga, Y., Schmincke, H., Sumita, M., et al. 2017. Structural characteristics of the Lake Van Basin, eastern Turkey, from high-resolution seismic reflection profiles and multibeam echosounder data: geologic and tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 106 (1), 239–253.
- Dai, C., Howat, I.M., Larour, E. and Husby, E., 2019. Coastline extraction from repeat high resolution satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 229, 260–270.
- Da Silva, G.V., Murray, T. and Strauss, D., 2018. Longshore wave variability along non-straight coastlines. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 212, 318–328.
- Dean, R.G. and Dalrymple, R.A., 2002. *Coastal Processes with Engineering Applications*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Degens, E.T. and Kurtman, F., 1978. *The Geology of Lake Van*. The Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Publication 169, 158 p.
- Degens, E.T., Wong, H.K., Kempe, S. and Kurtman, F., 1984. A geological study of Lake Van, Eastern Turkey. *Geologische Rundschau*, 73, 701–734.
- Desruelles, S., Fouache, E., Çiner, A., Dalongeville, R., Pavlopoulos, K., Koşun, E., Coquinot, Y. and Potdevin, J.L., 2009. Beachrocks and sea level changes since Mid-Holocene: Comparison between the insular group of Mykonos-Delos-Rhenia (Cyclades, Greece) and the southern coast of Turkey. *Global Planetary Change*, 66, 19–33.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia- a young collision zone. *Geological Society of London, Spe. Pub.*, 19, 3–36.
- Dicle, S. and Üner, S., 2017. New active faults on Eurasian-Arabian collision zone: Tectonic activity of Özyurt and Gülsünler faults (Eastern Anatolian Plateau, Van-Turkey). *Geologica Acta*, 15 (2), 107–120.
- Dornbusch, U., Robinson, D.A., Moses, C.A., Moses, C.A. and Williams, R.B.G., 2008. Temporal and spatial variations of chalk cliff retreat in East Sussex, 1873 to 2001. *Marine Geology*, 249, 271–282.
- Durduran, S.S., 2010. Coastline change assessment on water reservoirs located in the Konya Basin Area, Turkey, using multi-temporal Landsat imagery. *Environmental Monitoring & Assessment*, 164, 453–461.



- Düzen, H. and Aydın, H., 2012. Sunshine-based estimation of global solar radiation on horizontal surface at Lake Van region (Turkey). *Energy Conversion and Management*, 58, 35–46.
- Ersoy, O., Chinga, G., Aydar, E., Gourgaud, A., Çubukcu, H.E. and Ulusoy, İ., 2006. Texture discrimination of volcanic ashes from different fragmentation mechanisms: a case study, Mount Nemrut stratovolcano, eastern Turkey. *Computers & Geosciences*, 32, 936–946.
- Flor, G., Flor-Blanco, G. and Rey, J., 2015. Dynamics and morpho-sedimentary interactions in the lower mesotidal estuary of Villaviciosa (NW Spain): A management proposal. *Geologica Acta*, 13(2), 107–121.
- Ghost, M.K., Kumar, L. and Roy, C., 2015. Monitoring the coastline change of Hatiya Island in Bangladesh using remote sensing techniques. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 101, 137–144.
- Gottgens, J.F. and Evans, J.E., 2007. Dam Removals and River Channel Changes in Northern Ohio: Implications for Lake Erie Sediment Budgets and Water Quality. *Journal of Great Lakes Research*, 33, 87–89.
- Gülyüz, E., Durak, H., Özkaptan, M. and Krijgsman, W., 2020. Paleomagnetic constraints on the early Miocene closure of the southern Neo-Tethys (Van region; East Anatolia): Inferences for the timing of Eurasia-Arabia collision. *Global Planetary Change*, 185, 103089, 1–13.
- Haghani, S., Leroy, S.A.G., Wesselingh, F.P. and Rose, N.L., 2016. Rapid evolution of coastal lagoons in response to human interference under rapid sea level change: a south Caspian Sea case study. *Quaternary International*, 408, 93–112.
- Huguet, C., Fietz, S., Stockhecke, M., Sturm, M., Anselmetti, F.S. and Rosell-Mele, A., 2011. Biomarker seasonality study in Lake Van, Turkey. *Organic Geochemistry*, 42, 1289–1298.
- Isemer, H.J. and Hasse, L., 1991. The scientific Beauford equivalent scale: Effects on wind statistics and climatological air-sea flux estimates in the North Atlantic Ocean. *Journal of Climatology*, 4, 819–836.
- Jabaloy-Sánchez, A., Lobo, F.J., Azor, A., Bárcenas, P., Fernández-Salas, L.M., Díaz del Río, V. and Pérez-Peña, J.V., 2010. Human-driven coastline changes in the Adra River deltaic system, southeast Spain. *Geomorphology*, 119, 9–22.
- Kaden, H., Peeters, F., Lorke, A., Kipfer, R., Tomonaga, Y. and Karabıyıköğlü, M., 2010. Impact of lake level change on deep-water renewal and oxic conditions in deep saline Lake Van, Turkey. *Water Resources Research*, 46, W11508.
- Kadioğlu, M., Şen, Z. and Batur, E., 1997. The greatest soda-water lake in the world and how it is influenced by climatic change. *Annual of Geophysics*, 15, 1489–1497.
- Kamphuis, J.W., 1987. Recession rate of glacial till bluffs. *J. of Waterway, Port, Coast. Ocean Engineering*, 113, 60–73.
- Karakuş, H., Aydın, H. and Erdem, O., 2017. A Hydrologic Restoration Attempt of the Dried Akgöl Wetland (Central Anatolia, Turkey) *Wetlands*, 37, 837–850.
- Karaoğlu, Ö., Özdemir, Y., Tolluoğlu, A.Ü., Karabıyıköğlü, M., Köse, O. and Froger, J.F., 2005. Stratigraphy of the volcanic products around Nemrut Caldera: Implications for reconstruction of the

- caldera formation. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14, 123–143.
- Kempe, S., Khoo, F. and Gürleyik, Y., 1978. Hydrography of Lake Van and its drainage area. ss. 30–44. Degens, E.T., Kurtman, F., (Eds): *The Geology of Lake Van*. The Min. Res. Expl. Inst. of Turkey (MTA) Publication 169, 158 s.
- Koçyiğit, A., 2013. New field and seismic data about the intraplate strike-slip deformation in Van region, East Anatolian Plateau, E. Turkey. *Journal Asian Earth Sciences*, 62, 586–605.
- KOERI 2021. Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute. <http://www.koeri.boun.edu.tr> (accessed 23.03.2021).
- Kraus, N.C. and McDougal, W.G., 1996. The effects of seawalls on the beach: Part 1. An updated literature review. *Journal of Coastal Research*, 12 (3), 691–701.
- Kuenzer, C., van Beijma, S., Gessner, U. and Dech, S., 2014. Land surface dynamics and environmental challenges of the Niger Delta, Africa: remote sensing-based analyses spanning three decades (1986–2013). *Applied Geography*, 53, 354–368.
- Kuzucuoğlu, C., Christol, A., Mouralis, D., Doğu, A.F., Akköprü, E., et al. 2010. Formation of the Upper Pleistocene terraces of Lake Van. *Journal of Quaternary Science*, 25, 1124–1137.
- Kwiecien, O., Stockhecke, M., Pickarski, N., Heumann, G., Litt, T., Sturm, M., Anselmetti, F., Kipfer, R. and Haug, G.H., 2014. Dynamics of the last four glacial terminations recorded in Lake Van, Turkey. *Quaternary Science Review*, 104, 42–52.
- Landmann, G., Reimer, A., Lemcke, G. and Kempe, S., 1996. Dating late glacial abrupt climate changes in the 14,570 year long continuous varve record of Lake Van, Turkey. *Palaeogeograph Palaeoclimatology Palaeoecology*, 122, 107–118.
- Lin, Y.T. and Wu, C.H., 2014. A field study of nearshore environmental changes in response to newly-built coastal structures in Lake Michigan. *Journal of Great Lakes Research*, 40, 102–114.
- Maxcon, J.H., 1936. Nemrut Krater Gölü. *MTA Dergisi*, 5, 45–49.
- Met Office, 2007. The Beaufort scale. National Meteorological Library and Archive, Sheet No 6.
- Miles, J.R., Russel, P.E. and Huntley, D.A., 2001. Field measurements of sediment dynamics in front of a seawall. *Journal of Coastal Research*, 17 (1), 195–206.
- Mochizuki, A., Murata, T., Hosoda, K., Dulmaa, A., Ayushsuren, C., Ganchimeg, D., Drucker, V.V., Fialkov, V.A., Depci, T., Üner, T., Oğhan, F. and Sugiyama, M., 2018. Distribution of trace elements and the influence of major-ion water chemistry in saline lakes. *Limnology and Oceanography*, 63, 1253–1263.
- Neumeier, U., 1998. Le rôle de l'activité microbienne lors de la cimentation précoce des beachrocks (dépôts marins littoraux). Thèse de Doctorat, Université de Genève, 152 p.
- Niemi, G.N., Kelly, J.R. and Danz, N.P., 2007. Environmental Indicators for the Coastal Region of the North American Great Lakes: Introduction and Prospectus. *Journal of Great Lakes Research*, 33, 1–12.
- Oberhänsli, R., Candan, O., Bousquet, R., Rimmele, G., Okay, A. and Goff, J., 2010. Alpine high pressure evolution of the eastern Bitlis complex, SE Turkey. In: M., Sosson, N., Kaymakçı, R. A., Stephenson,

- F., Bergerat, V., Starostenko, (eds). Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geological Society of London, Spe. Pub., 340, 461–483.
- Okay, A., Zattin, M. and Cavazza, W., 2010. Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision. *Geology*, 38 (1), 35–38.
- Okuldaş, C. and Üner, S., 2013. Geomorphological properties and tectonic activity of Alaköy fault (Lake Van basin–eastern Anatolia). *Bulletin of Earth Sciences*, 34 (3), 161–176.
- Oyan, V., Keskin, M., Lebedev, V.A., Chugaev, A.V. and Sharkov, E.V., 2016. Magmatic evolution of the early Pliocene Etrüsk stratovolcano, eastern Anatolian collision zone, Turkey. *Lithos*, 256–257, 88–108.
- Özdemir, Y., Blundy, J.D. and Güleç, N., 2011. The importance of fractional crystallization and magma mixing in controlling chemical differentiation at Süphan Stratovolcano, eastern Anatolia, Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 573–597.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Bozkurt, E., Dirik, K., Topal, T., Alan, H. and Çağlan, D., 2011. Seismic geomorphology of the October 23, 2011 Tabanlı-Van earthquake and its relation to active tectonics of East Anatolia]. *Journal of Geological Engineering*, 35, 175–199.
- Özvan, A. and Direk, N., 2021. The relationships among different abrasion tests on deteriorated and undeteriorated rocks. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 80, 1745–1756.
- Rameli, N.L.F. and Jaafar, M., 2015. Changes of coastline a study Case of Carey island-morib coast, selangor, Malaysia. *Malaysia-Japan Model Technology Partnership*, 10, 301–309.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., et al. 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 111 (B05411), 1–26.
- Reimer, A., Landmann, G. and Kempe, S., 2009. Lake Van, Eastern Anatolia, hydrochemistry and history. *Aquatic Geochemistry* 15, 195–222.
- Sağlam Selçuk, A., Erturaç, M.K., Üner, S., Özsayın, E. and Pons-Branchu, E., 2017. Evolution of Çamlık fissure–ridge travertines in the Başkale basin (Van, Eastern Anatolia). *Geodinamica Acta*, 29 (1), 1–19.
- Sağlam Selçuk, A., and Kul, A.Ö., 2021. Long-term slip rate estimation for Erciş Fault in East Anatolian Compressive Tectonic Block from geologic and geomorphologic field evidence. *Geological Journal*, 56, 5290–5310.
- Smeltzer, E., Shambaugh, A. and Stangel, P., 2012. Environmental change in Lake Champlain revealed by long-term monitoring. *Journal of Great Lakes Research*, 38, 6–18.
- Stockhecke, M., Anselmetti, F.S., Meydan, A.F., Odermatt, D. and Sturm, M., 2012. The annual particle cycle in Lake Van (Turkey). *Palaeogeograph Palaeoclimatology Palaeoecology*, 333–334, 148–159.
- Stockhecke, M., Kwiecien, O., Vigliotti, L., Anselmetti, F.S., Beer, J., et al. 2014. Chronostratigraphy of the 600.000 year old

- continental record of Lake Van (Turkey). *Quaternary Science Review*, 104, 8–17.
- Street-Perrott, F.A., 1980. The relative importance of climate and hydrogeological factors in influencing lake level fluctuations. *Palaeoecology of Africa*, 12, 137–158.
- Sato, Y., Matsuoka, H., Okamura, M. and Kashima, K., 2016. Late Holocene environmental changes of coastal lagoon inferred from a fossil diatom analysis of sediment core from Lake Hamana, central Japan. *Quaternary International*, 397, 317–329.
- Şaroğlu, F. and Güner, Y., 1979. The active Tutak fault, its characteristics and relations to the Çaldıran Fault. *Yeryuvarı ve İnsan*, 4, 11–14.
- Şenel, M., 2008. 1/100.000 Scaled Geological Maps of Turkey (Van-K50 Quadrangle). Publications of General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.
- Şengör, A.M.C. and Yazıcı, M., 2020. The aetiology of the neotectonic evolution of Turkey. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 2, 327–339.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181–241.
- Thompson, T.A., Lepper, K., Endres, A.L., Johnston, J.W., Baedke, S.J., et al. 2011. Mid Holocene lake level and shoreline behavior during the Nipissing phase of the upper Great Lakes at Alpena, Michigan, USA. *Journal of Great Lakes Research*, 37, 567–576.
- Toker, M., Şengör, A.M.C., Demirel Schluter, F., Demirbağ, E., Çukur, D., İmren, C., Niessen, F. and PaleoVan-Working Group 2017. The structural elements and tectonics of the Lake Van basin (Eastern Anatolia) from multi-channel seismic reflection profiles. *Journal of African Earth Sciences*, 129, 165–178.
- Tomonaga, Y., Blattler, R., Brennwald, M.S. and Kipfer, R., 2012. Interpreting noble-gas concentrations as proxies for salinity and temperature in the world's largest soda lake (Lake Van, Turkey). *Journal Asian Earth Sciences*, 59, 99–107.
- Trenhaile, A.S., Porter, N.I. and Prestanski, K., 2015. Shore platform and cliff notch transitions along the La Paz Peninsula, southern Baja, Mexico. *Geologica Acta*, 13(2), 167–180.
- Üner, S., 2018. Late Quaternary lacustrine storm deposits: sedimentological properties and regional significance (Lake Van Basin-Eastern Turkey). *Arabian Journal of Geosciences*, 11, 582, 1–12.
- Üner, S., 2019. The effect of tectonism on deltaic wetland migration: A case study from Bendimahi River Delta System (Lake Van-Eastern Turkey). *Journal of Great Lakes Research*, 45 (5), 864–871.
- Üner, S., Özsayın, E. and Sağlam Selçuk, A., 2019. Seismites as an indicator for determination of earthquake recurrence interval: A case study from Erciş Fault (Eastern Anatolia-Turkey). *Tectonophysics*, 766, 167–178.
- Üner, T., 2020. Listwaenitization and enrichment of precious metals in the hydrothermal mineralization zones of serpentinites in Sugeçer-Van (Eastern Anatolia, Turkey). *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 20, 68–79.
- Vafeidis, A.T., Nicholls, R.J., McFadden, L., Tol, R.S., Hinkel, J., et al. 2008. A new global coastal database for impact and vulnerability analysis to sea-level rise.



- Journal of Coastal Research, 24(4), 917–924.
- Vousdoukas, M.I., Velegrakis, A.F. and Plomaritis, T.A., 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth Science Review*, 85, 23–46.
- Yao, C.H. and Wu, Z.Y., 2012. Shoreline migration and scour-and-silting alternation in the Lingdingyang estuary over past 30 year. *Journal of Marine Sciences*, 03, 44–55.
- Yeşilova, Ç., Üner, S., Güngör Yeşilova, P., Açlan, M. and Alırız, M.G., 2015. Facies Properties and Depositional Environments of Quaternary Aged Edremit Travertine (Lake Van Basin-Eastern Anatolia). *Turkish Sedimentology Working Group, travertain & Tufa Workshop, 5-8 Nov 2015, Denizli*, 54–55.
- Yeşilova, Ç. and Yakupoğlu, T., 2007. Microfacies Properties of Adilcevaz Limestone (North of Lake Van). *Geological Bulletin of Turkey*, 50 (1), 27–38.
- Yılmaz, Y., Güner, Y. and Şaroğlu, F., 1998. Geology of the quaternary volcanic centers of the east Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 173–210.
- Zhang, S., Liu, Y., Yang, Y., Suna, C. and Liet, F., 2016. Erosion and deposition within Poyang Lake: evidence from a decade of satellite data. *Journal of Great Lakes Research*, 42 (2), 364–374.
- Zhang, X.K., Zhang, X. and Yang, B.H., 2013. Coastline extraction using remote sensing based on coastal type and tidal correction. *Remote Sensing for Land & Resources*, 25 (4), 91–97.



## Depositional setting of the Lower Miocene Qom Formation deposits from the northwest of Iran Central Basin

### *İran Merkez Havzası'nın kuzeybatısındaki Alt Miyosen Qom Formasyonu çökellerinin çökme ortamı*

HAMIDEH NOROOZPOUR<sup>1\*</sup> 

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Science, Payame Noor University (PNU), Tehran, Iran

Geliş (*received*): 3 Nisan (*April*) 2021 Kabul (*accepted*): 26 Nisan (*April*) 2022

#### **ABSTRACT**

An outcrop of the Qom Formation (Fm.) is considered to determine the depositional setting model in the northwest of Central Iran. Field observations show that the Qom Fm. is composed of thin to thick-beds limestone along with alternation of green marl and argillaceous limestone. Based on the stratigraphic distribution of foraminifera, Borelismelocurdica-Borelismelomelo Assemblage Zone has been recognized in the Qom Fm.. Consequently, the Burdigalian in age is offered for the Qom deposits. A careful study of the characteristics of biological facies and sedimentary textures is specified eight facies types concerning the four facies belts of the lagoon, reef, slope, and open marine. Lacking in the sediment gravity flows and turbidity facies, and high abundance of reef facies (25 percent of Qom deposits) including coral boundstone, algae, and bryozoans, reflect likely a deposition on an open shelf. Facies distribution shows that the Qom Fm. sedimentation had begun in the continental slope depositional setting during Aquitanian? without considering the possible erosion processes. However vigorous sea level fluctuations had occurred during Aquitanian-Burdigalian. Hence, active tectonic can be proposed for study area during Early Miocene.

**Keywords:** Facies, depositional setting, Qom, Burdigalian, Central Iran.

#### **ÖZ**

*Orta İran'ın kuzeybatısındaki çökme ortam modelini belirlemek için Qom Formasyonu'na (Fm.) ait bir yüzlek incelenmiştir. Saha gözlemleri, Qom Formasyonu'nun ince-kalın tabakalı kireçtaşları ile yeşil marn ve killi kireçtaşı aralanmasından oluştuğunu göstermektedir. Foraminiferlerin stratigrafik dağılımına dayanılarak, Qom Fm. dahilinde Borelismelocurdica-Borelismelomelo Bolluk Zonu tanımlanmıştır. Sonuç olarak, Qom çökelleri için Burdigaliyen yaşı önerilmiştir. Biyolojik fasiyesler ve tortul dokuların özelliklerinin incelenmesi ile,*

*lagün, resif, yamacı ve açık deniz ortamlarının dört fasiyes kuşağı ile ilgili sekiz fasiyes tipi belirlenmiştir. Sediman gravite akışları ve türbiditik fasiyeslerin eksikliği ve mercanlı bağlamtaşı, algler ve bryozoanlardan oluşan resif fasiyeslerinin bolluğu (Qom çökellerinin yüzde 25'i), muhtemel bir açık şelf ortamında çökelişi yansıtmaktadır. Muhtemel erozyon süreçleri dikkate alınmadığında fasiyes dağılımı, Qom Fm. tortullaşmasının Akitaniyen? sırasında kıtasal yamaç çökeltme ortamında başladığını göstermektedir. Ancak Akitaniyen-Burdigaliyen döneminde belirgin deniz seviyesi değişimleri meydana gelmiştir. Bu nedenle çalışma alanı için Erken Miyosen sırasında aktif tektonik önerilebilir.*

**Anahtar Kelimeler:** Fasiyes, çökeltme ortamı, Qom, Burdigaliyen, Orta İran.

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.908899>

\* Corresponding Author/ Sorumlu Yazar: Hamideh Noroozpour

## INTRODUCTION

The Qom Fm. has a wide distribution in the Central Iran basin and extends from northwest to southeast of Iran. In this study, the biofacies analysis and depositional setting will be addressed in the stratigraphic section located at Goylar village (36°57'20.09"N, 47°50'26.19"E), 100 km southwest of Zanjan city. The Qom Fm. studies in the Central Iran basin began by Loftus (1855) and Tietze (1875). The marine Qom Fm. deposited in the Oligo-Miocene during the final marine transgression in the Sanandaj-Sirjan fore-arc basin, Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Intra-arc) basin and Central Iran back-arc basin (Furrer and Soder, 1955; Abaie et al., 1964; Bozorgnia 1966; Okhravi and Amini, 1998; Schuster and Wielandt, 1999; Daneshian and Ramezani Dana, 2007, Mohammadi and Ameri, 2015, Mohammadi et al., 2019, and Mohammadi, 2020). Furrer and Soder (1955) divided the Qom basin into six members (a to f; a: basal limestone, b: sandy marls, c: alternation of marls and limestone, d: evaporites, e: green marls and f: limestone). Abaie et al. (1964) subdivided the Qom Fm. into ten members in a type section, from the Chattian to the Burdigalian time interval. Bozorgnia (1966) identified nine members from Rupelian to Burdigalian (a, b, c1, c2, c3, c4, d, e, and f). Eventually, this division (Bozorgnia,

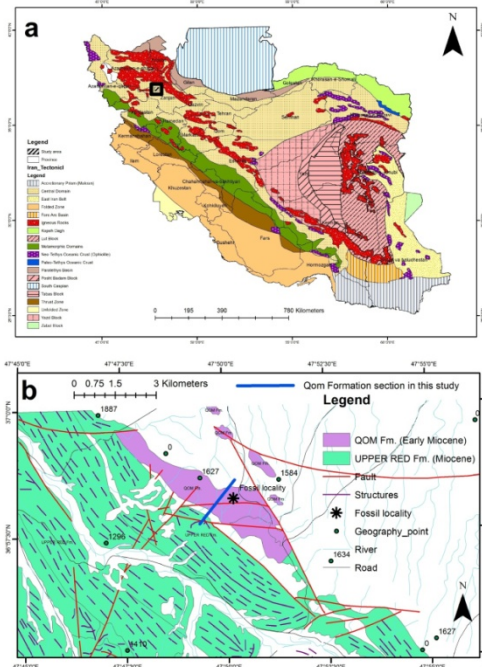
1966) was accepted by the Iranian stratigraphic committee. Because of the concentration of hydrocarbon resources within the Qom succession, in the last decade, more studies have been done on the Qom Fm. in the many different regions of Iran.

So far, few studies have been undertaken on the "f" member of the Qom Formation in the northwest of the structural basin of Central Iran, Hence, the main purpose of this research is to determine the relative age and a sedimentary model of the Qom Formation.

## GEOLOGICAL SETTING

The Qom deposits of the Goylar stratigraphic section is located in the northwest of Central Iran structural Zone (Stöcklin and Setudehina, 1991) (Fig. 1). The Central Iran basin originated during the African / Arabian plate subduction system into the Iranian plate, and this process has been beginning during the Mesozoic. During the Early Paleogene, the Tethyan seaway was a wide ocean that connected the two major oceanic realms, the Atlantic, the Pacific and also the Indian oceans (Schustr and Wielandt, 1999). The subduction system and final collision of the African-Arabian plate around the Eocene-Oligocene boundary were accompanied by the vanishing of the Tethyan seaway, the disconnection of the

Atlantic and the Pacific oceans and the Mediterranean.



**Fig. 1.** a: The location of the study area on the structural basins map of Iran (modified from Stöcklin and Setudehina 1991); b: Geological map of the study area modified from Lotfi, 2002).

**Şekil 1.** a: Çalışma alanının İran yapısal havzalar haritasındaki konumu (Stöcklin ve Setudehina 1991'den değiştirilerek); b: Lotfi, 2002'den değiştirilerek alınmış çalışma alanının jeolojik haritası.

As a consequence, Central-Iranian paleogeography changed dramatically by the development of a volcanic arc which separated a forearc from a back-arc basin during Eocene times. Marine sedimentation of the Qom Fm. began during the Oligocene and continued to the end of the Early Miocene in the Esfahan-Sirjan forearc and the Qom back-arc basin (Schustr and Wielandt, 1999). In the study

area, The volcanic rocks (basalts in unknown age) are located at the base of the Qom Fm. and the Upper Red Fm. (alternation of red marl, gypsum and sandstone; Miocene in age) is covered the Qom deposits in the Goylar section (Fig.2). Hence, in terms of stratigraphy, the surface boundaries at the base and the top of the Qom Fm. are disconformities. The Qom deposits (155 meters in thickness) at the base to the top in the Goylar section are including limestone, reef-coral limestone, and an alternation of green marl and argillaceous limestone. Also, a green to dark purple basaltic dyke intruded into the Qom deposits. According to the lithological aspects, the Qom Fm. in the Goylar section is equivalent to member "f".

## RESULTS

In the following, the obtained results of biostratigraphic criteria, facies types, and depositional setting model of the Qom Fm. are addressed.

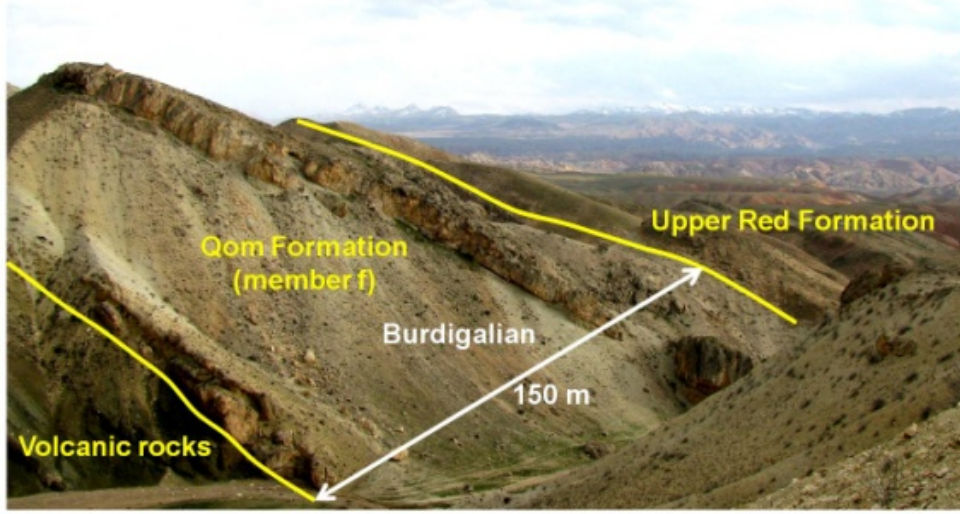
## BIOSTRATIGRAPHY

The formal biozonation and biostratigraphy yet have not been proposed for the Qom Fm. in central Iran. Consequently, according to the significant similarity of the large benthic foraminifera between the Qom and the Asmari formations, palaeontologists compared these two. The biozonations established for the Qom Fm. were based on the biozonations of Wynd (1965) and Adams and Bourgeois (1967); However, during the last decade, most significant paleontological biozonation studies of the Qom Fm. have been introduced by Laursen et al., (2009) By undertaking paleontological study, a total of 19 genera and species of benthic foraminifera and 7 genera and 13 species of planktonic foraminifera are identified (Fig.3) in the Qom Fm., located at the Goylar section. These are as follows:



*Borelis melocurdica*, *Psuedoithonella richelli*, *Peneroplis evolutus*, *Peneroplis thomasi*, *Heterolepa dutemplei*, *Asterigerina rotula*, *Valvulina* sp.1, *Valvulina* sp.2, *Pyrgo* sp.1., *Amphistegina* spp., *Spiroloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Austrotrillina* sp., *Miogypsina* sp., *Lenticulina* sp., *Elphidium* sp.1., *Rotalia* sp., *Nodosaria* sp., *Textularia* sp.

*Globigerinoides primordius*, *Globigerinoides subquadratus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides immaturus*, *Paragloborotalia mayeri*, *Paragloborotalia* spp., *Globigerina praebulloides*, *Globigerina* sp., *Globigerinella obesa*, *Globorotalia archeomenardii*, *Globorotalia* a sp., *Praeorbulina transitoria*, *Bolivina* sp.

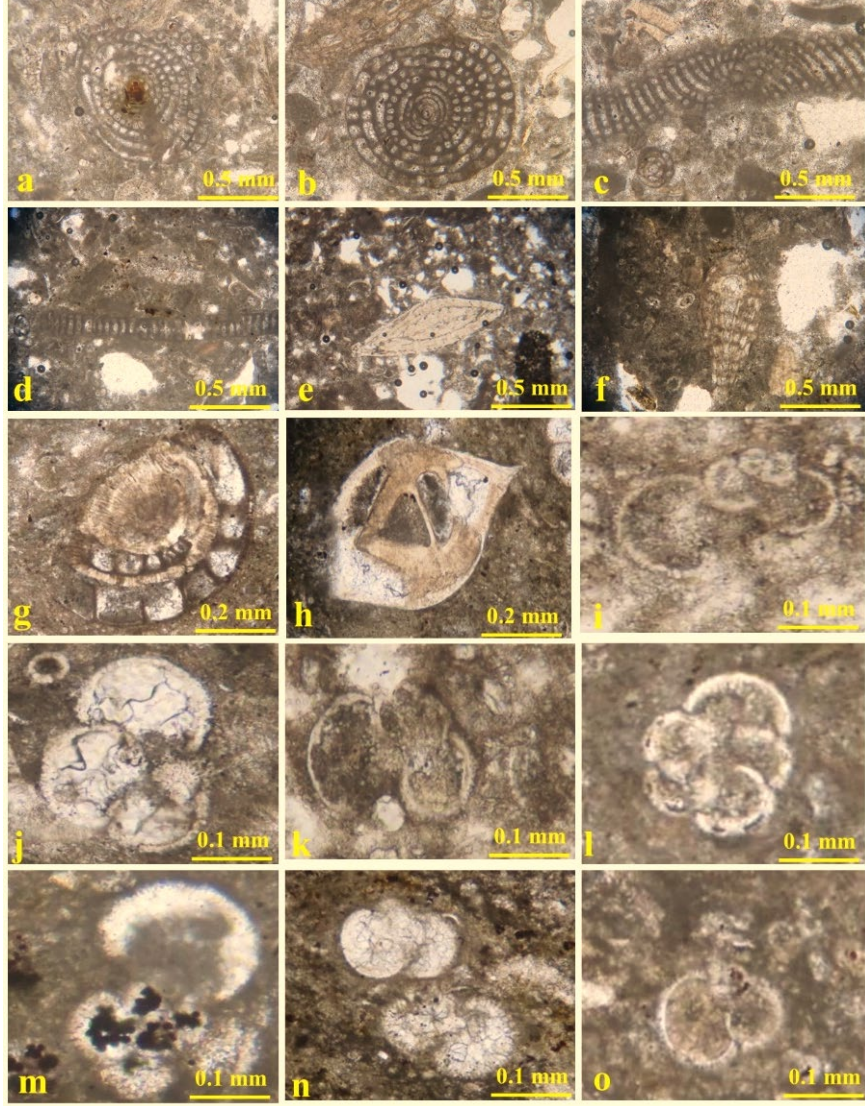


**Fig. 2.** The field-photograph from Goylar stratigraphic section, Look to the southeast.

**Şekil 2.** Goylar stratigrafik kesitinin arazi görüntüsü. Bakış güneydoğuya.

Based on the stratigraphic distribution of foraminifera, *Borelis melocurdica*-*Borelis melomelo* Assemblage Zone (150 meters in thickness) has been certainly recognized in the Qom Fm. as Burdigalian (Fig.4). The first appearance of *Borelis melocurdica* is identified in sample number-5 from the base of the Qom Fm. and extends upward about 150 meters. Hence, the deposits underlying five meters (0-5 meters) of the Qom Fm. are considered as Aquitanian-Burdigalian(?). The identified

planktonic foraminifera confirm the Early Miocene in age. This biozone is equivalent to the *Borelis melocurdica* zone # 61 (Wynd, 1965) and Zone- 1 as *Borelis melo* group - *Meandropsina iranica* Assemblage Zone described by Adams and Bourgeois (1967) in the Zagros Basin. It is also being equivalent to the *Borelis melocurdica*-*Miogypsina* zone (SB25) introduced by Cahuzac and Poignant (1997) in the southern European basins.



**Fig. 3.** Foraminifera microphotograph of the Qom Formation in this study. a & b: *Borelis melocurdica*, Equatorial section, c: *Peneroplis evolutus*, Axial section, d: *Peneroplis thomasi*, Axial section, e: *Amphistegina* sp., Axial section, f: *Miogypsina* sp., Axial section, g: *Heterolopa dutemplei*, Equatorial section, h: *Lenticulina* sp., Axial section, i: *Globigerinoides triloba*, Axial section, j: *Globigerina praebulloides*, Equatorial section, k: *Globigerinoides primordius*, Axial section, l: *Paragloborotalia mayeri*, Equatorial section, m: *Globigerinella obesa*, Equatorial section, n: *Globigerinoides immaturus*, Axial section, o: *Praeorbulina transitoria*, Axial section.

**Şekil 3.** Qom Formasyonu'nun Foraminifer mikrofotografaları. a & b: *Borelis melocurdica*, Ekvatoryal kesiti, c: *Peneroplis evolutus*, Aksiyal bölüm, d: *Peneroplis thomasi*, Aksiyal kesit, e: *Amphistegina* sp., Aksiyal bölüm, f: *Miogypsina* sp., Aksiyal bölüm, g: *Heterolopa dutemplei*, Ekvatoryal kesit, h: *Lenticulina* sp., Aksiyal kesit, i: *Globigerinoides triloba*, Aksiyal kesit, j: *Globigerina praebulloides*, Ekvatoryal kesit, k: *Globigerinoides primordius*, Aksiyal kesit, l: *Paragloborotalia mayeri*, Ekvatoryal kesit, m: *Globigerinella obesa*, n: *Globigerinoides immaturus*, Aksiyal kesit, o: *Praeorbulina transitoria*, Aksiyal kesit.

## FACIES

In terms of paleoenvironmental studies, the Qom Fm. has been introduced in wide facies types and different sedimentation models. For example, Reuter et al., (2009) in the Qom and Esfahan-Sirjan areas, Amirshahkarami and Karevan (2015) in the Qom province and Mohammadi et al., (2019) in the southwest of Kashan, had reported the sedimentary environment of the Qom Fm. as a carbonate ramp. Also, Mohammadi et al., (2011) in the west of the Ardestan area, Sedighi et al., (2011) in the northeast of Kashan, and Daneshian and Ramezani (2017) in the south of Garmsar had considered the sedimentary environment of the Qom Fm. as an open shelf. Changes in the rock texture and assessment of skeletal and non-skeletal components led to separating eight facies types for the Early Miocene Qom Fm. base on Read (1995) study.

### MF1-Green marl

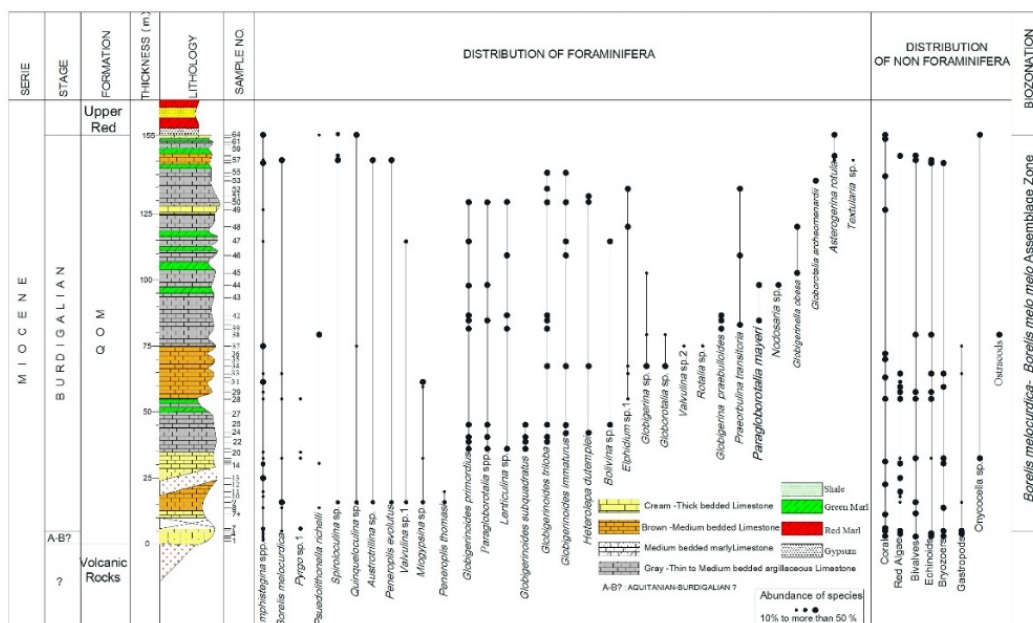
In this study, the green marl non-carbonate facies alternate with argillaceous limestone beds. The biotic components of this facies are composed mainly of planktonic foraminifera (*Globigerinoides*, *Paragloborotalia*, *Bolivina*, *Globigerina*, *Globorotalia*, *Praeorbulina*). The facies is equivalent to zone-2 documented by Read (1995) and SMF- 8-10 and 12, described by Flügel (2010). Bathymetric of Planktonic foraminifera are mainly based on their morphology (up to 50 meters) (Keller, 1999). Therefore, it can be expressed that planktonic foraminifera assemblages (49% of in total recorded in the Qom deposits) were lived in the open marine which there were conditions of aphotic zone, low salinity and water temperature (Flügel, 2004; Murray, 1973).

### MF2-Planktonic Foraminifera wackestone - packstone

The main components are included planktonic foraminifera (*Globigerinoides*, *Paragloborotalia*, *Bolivina*, *Globigerina*, *Globorotalia*, *Praeorbulina*) (10-45 percent) along with benthic foraminifera such as *Nodosaria*, *Lenticulina* and *Heterolepa* and echinoid fragments within a homogenous micrite (Fig. 5 a, and b). This facies in geometry is a sheet form and macroscopically, it is fine grain argillaceous limestone. This facies includes about 44% of the Qom deposits in the Goylar section (Figs. 5 and 6). The facies is equivalent to SMF- 8-10 and 12, described by Flügel (2010). Mohammadi et al., (2019) documented similar facies from Qom Fm. and they believe that the facies probably deposited in the outer ramp.

### Mf 3 - Bioclastic Miogypsina packstone

The facies contain benthic foraminifera (*Miogypsina* and *Amphistegina*) along with echinoids, red algae fragments and planktonic foraminifera within moderate sorting-coarse-grained packstone texture (Fig. 5 c). Macroscopically, it is cream in colour and thick-bed limestone. Small hyaline species in shell such as *Amphistegina* and *Astrogerina* are associated with the proximal parts of the open marine sedimentary environment with normal sea in salinity (Geel, 2000). The intergranular porosity is observed on the microscopic scale. Facies vertical distribution is very sparsely and comprises about 2% of Qom deposits (Figs. 6 and 7). Similar to this facies had considered by Daneshian and Ramezani (2017) in the Garmsar area/northern of Central Iran). The facies is equivalent to facies Zone-3 introduced by Read (1995) and SMF- 2,3 and 4, described by Flügel (2010).



**Fig. 4.** Stratigraphic distribution of foraminifera and biozonation of the Qom Fm., Goylar Section; Abundance symbols indicate those species which are identified around 10% to more than 50% into a thin section.

**Şekil 4.** Qom Formasyonu, Goylar Kesiti boyunca foraminifera stratigrafik dağılımı ve biyozonasyonu; Bolluk sembolleri, incekesitte %10 ile %50'den fazla olarak tanımlanan türleri gösterir.

**Mf 4–Amphistegina Coral Corallinacea Packstone**

The biotic components of this facies are *Amphistegina*, coralline, corals, bryozoans and echinoids fragments (Fig 5 d). Petrographically, rounding and sorting are less developed generally within a packstone matrix and the intracellular and extracellular porosity is observed in this facies. Facies geometry is bedding form and macroscopically, it is thick layers of limestone in scale (up to 1.5 m). Facies vertical distribution in the Qom Fm. is amount 19.2 % in this study (Figs. 6 and 7). The facies is equivalent to facies Zone-4 introduced by Read (1995) and SMF- 4,5 and 6, described by Flügel (2010). Similar to this facies had introduced as a middle ramp environment by Mohammadi et al., (2019) in the south of

Kashan and in the Natanz and Khorabad regions (Mohammadi, 2020)

**Mf 5–Coral Boundstone**

The main allochems of the facies are an abundance of scleractinian coral colonies (more than 80%) that are mostly in their growth position along with red algae, bryozoans, bivalve bioclasts in boundstone frame. macroscopically, it is thick-bedded coral limestone (up to 2m) and observable in field observations (Fig 5 e). Coral colonies are continuous and traceable and are repeated several times along the succession. Facies vertical distribution in the Qom Fm. is amount seventeen percent (Figs. 6 and 7) in the Goylar section. The facies is equivalent to facies zone-5 reported by Read (1995) and SMF-7,11 and 12, described by Flügel (2010). Similar to this



facies had been documented as a platform margin reef by Wilson (1975), Corado and Brandano (2003a), Nebelsick et al., (2005), and Brandano et al., (2009). Amirshahkarami & Karevan (2015) in the south of the Qom area, Mohammadi et al., (2019) in the south of Kashan and Mohammadi (2020) in the Natanz and Khorabad regions had been introduced this facies as a distal inner ramp environment (patch reef).

#### **Mf 6- Bioclastic bryozoanscorallinean packstone**

The main components include moderate sorting of the red algae (amount 30%) and bryozoans (15%) fragments along with bivalves, gastropods and echinoids within a packstone and sometimes in framestone textures (Fig 5 f). Petrographically, the intergranular porosity is well developed in this facies. The facies is bedding form in geometry and macroscopically it is light brown to cream, thick-bedded limestone. Facies consists of approximately seven percent of the Qom deposits in the Goylar Section (Figs. 6 and 7). The facies is equivalent to SMF-11-15 described by Flügel (2010). Similar to this facies had considered by Daneshian and Ramezani (2017) as a reef environment in the Garmsar area, northern of Central Iran.

#### **MF7- Bioclastic Packstone**

The main components are bivalves, red algae, ostracods, gastropods, and bryozoans along with some *miliolids* and echinoids fragments within a moderate sorting packstone texture (Fig 5 g and h). Non-skeletal fragments including well-rounded (good sorting) pellets are found in this facies. The facies geometry is bedding form and macroscopically it is cream in color, thick-bedded limestone (up to 2.2m). Similar to this facies has been considered by Daneshian and Ramezani (2017) in the Garmsar area/northern of Central Iran and comprise about seven percent of the Qom

deposits (Figs. 6 and 7) in the Goylar Section. The facies is equivalent to SMF- 10 documented by Flügel (2010).

#### **Mf 8- Porcelaneous foraminifera packstone**

The facies contain porcelaneous foraminifera including *Borelis*, *Peneroplis*, *Austrotrillina*, and *Spiroloculina* along with echinoids, bivalves fragments, and with peloids (Fig 5i). Facies characterized by medium- to coarse-grained bioclastic packstone and subordinate wackestone containing poor to moderately sorted imperforate foraminifera embedded in a matrix of carbonate mud and microspar. Macroscopically, it is thick-bedded limestone (up to 1.8 m). Facies involves around 3.5 % of the Qom deposits (Figs. 6 and 7) in the Goylar Section. Accumulation of imperforate foraminifera develops in meso to oligotrophic settings at shallow depths and illustrates the sedimentation that took place under low- to moderate-energy conditions in the restricted lagoon from a platform interior environment (Photic zone) (Facies Zone-8 by Read, 1995). The facies is equivalent to the SMF -10 documented by Flügel (2010).

## **DISCUSSION**

### **Interpretation and depositional setting model**

Identified microfacies in the Goylar section along with association and distribution of perforate and imperforate foraminifera are the significant agents to the interpretation of the depositional setting model. Benthic foraminifera is an important indicator for paleoecological and consequently paleoenvironmental recognition of the Cenozoic carbonate platforms. Size, degree of flatness, and wall of the larger foraminifera test, provide valuable environmental in Fm. (Hallock and Glenn, 1986; Geel, 2000; Mohammadi, 2020). The biotic community determines

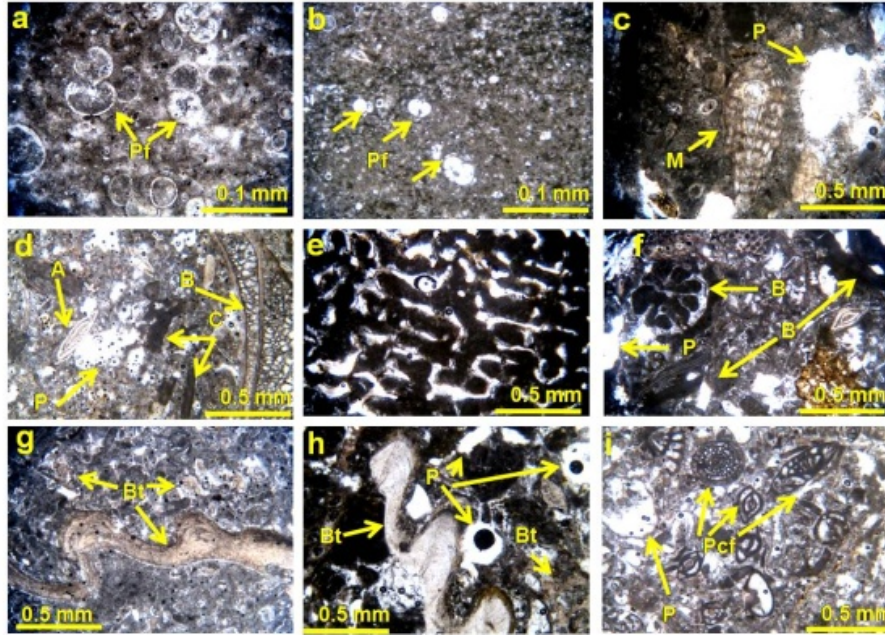
accumulation rate and facies zonation, thus controlling platform geometry (Mutti and Hallock, 2003; Brandano et al., 2009a).

As explained, facies analysis introduced eight microfacies related to the four major facies belts as lagoon, reef, slope, and open marine. Distal open marine environment is characterized by Mf1 as green marl and Mf2 as planktonic foraminifera. The abundant presence of the planktonic foraminifera along with slightly small benthic foraminifera within the argillaceous limestone layers and marl deposits indicate that deposition took place in a deeper zone of open marine as normal sea salinity below of the Storm Wave Base (SWB) (Wanas, 2008; Wanas et al., 2020). Seddighi et al., (2011) believe that this facies probably deposited in a deeper marine environment. Mohammadi (2020) also believes that these facies deposited in the proximal outer shelf. Slope and toe of slope (Open marine) deposits recognized by the presence of the small size perforate foraminifera as Mf3 and Mf4 (*Amphistegina* and *Miogypsina* associated). The *Miogypsina* and *Amphistegina* are the typical open marine skeletal fauna and indicate that the sedimentation had been took place in the toe of slope/basin below the storm wave base (SWB) (Buxton & Pedley, 1989; Geel, 2000; Beavington - Penney & Racey, 2004; Bassi et al., 2007 and Brandano et al., 2009a).

Also, the abundance of *Amphistegina* (is included more than 50% of the allochems in a thin section) along with the corals and red

algae indicates the low to moderate water energy system below the normal wave base (NWB) from fore reef/slope/open marine (Wilson, 1975; Corado and Brandano, 2003; Beavington - Penney & Racey, 2004; Bassi et al., 2007; Barattolo et al., 2007).

In addition, *Amphistegina* lives commonly in the tropical to subtropical environments over a wide bathymetric range, but they are particularly frequent between the interval depths of 40 and 70 m (Hottinger, 1983 & 1997). The shoal/reef deposits facies belt (Platform margin) (Read, 1995) is dominated by MF5 and Mf 6 as coral boundstone and bryozoans coralline packstone. Coral boundstone facies demonstrate the semi-restricted environment and moderate water energy system in the photic zone. According to Flügel (2010), modern tropical and subtropical reefs are located at the margins of shelves and platforms, and on shelves, platforms, and ramps. The red algae and bryozoans association indicate that the sedimentation took place in a platform margin sand shoal environment (High water energy system) (Facies Zone-6 reported by Read, 1995). In addition, Corals, bryozoans and coralline algae association are the main biotic components of the reef environment and they are most significant contributors to Cretaceous, Paleocene, and Eocene platform deposits, and become dominant especially on Oligocene and Miocene carbonate deposits (Aguirre et al., 2000 and Halfar and Mutti, 2005).



**Fig. 5.** Photomicrographs of the facies types in the study area (Mf2 to Mf8); a and b: MF2-Planktonic Foraminifera wackestone–packstone(sample numbers:24 & 25); c: Mf 3- Bioclastic *Miogypsina* packstone (sample number: 31); d: Mf 4– *Amphistegina* Coral corallinean Packstone (sample number: 7); e: Mf 5 – Coral Boundstone (sample number: 4); f: Mf 6- Bioclastic bryozoan corallinean packstone (sample number: 3); g and h: MF7- Bioclastic Packstone (sample numbers: 9 & 58); and i: Mf 8- Porcelaneous foraminifera packstone (sample number: 5). Pb:Planktonic foraminifera; M: *Miogypsina*;A: *Amphistegina*;B: Bryozoan; C: Coral; Pct: Porcelaneous foraminifera; Bt: Bioclast; P: Porosity.

**Şekil 5.** Çalışma alanındaki fasiyes tiplerinin fotomikrografları (Mf2'den Mf8'e); a ve b: MF2-Planktonik Foraminifera vaketaşı–istiftaşı(örnek numaraları:24 & 25); c: Mf 3-Biyoklastik *Miogypsina* istiftaşı (örnek numarası: 31); d: Mf 4– *Amphistegina* Mercan corallinean istiftaşı (örnek numarası: 7); e: Mf 5 – Mercan bağlamtaşı (örnek numarası: 4); f: Mf 6- Biyoklastik bryozoan korallinean istiftaşı (numune numarası: 3); g ve h: MF7- Biyoklastik istiftaşı (örnek numaraları: 9 & 58); ve i: Mf 8- Porselen foraminifer istiftaşı (numune numarası: 5). Pb:Planktonik foraminifer; M: *Miogypsina*;A: *Amphistegina*;B: Bryozoan; C: Mercan; Pct: Porselen foraminifer; Bt: Biyoklast; P: Porozite.

The red algae increased in diversity during the Oligocene (Aguirre et al., 2000; Rasser and Piller, 2004) and globally became the dominant Miocene carbonate producers (Halfar and Mutti, 2005; Pomar et al., 2017). According to Hallock (2000) and Hallock et al., (2003), coral reefs thrive in the most nutrient-depleted oceanic waters where mixotrophic nutrition, i.e., the recycling of nutrients between the host and algal symbionts, is most advantageous.

Zooxanthellate corals generally thrived in mesophotic conditions during the late Eocene and until the late Miocene (Morsilli et al.,2012).

According to James (1997) and Hallock (2015), ideally, a biogenic reef is a significant, rigid skeletal framework that influences the deposition of sediments in its vicinity and is topographically higher than surrounding sediments.

The lagoonal facies belt (Platform interior environment) (Read, 1995) is identified by Mf 7 and Mf8 as bioclastic packstone and presence of porcelaneous foraminifera (thick sequences of calcium carbonates). The bioclast fragments along with some imperforate foraminifera association demonstrate that sedimentation took place in a platform interior environment (Photic zone) (Facies Zone-7 introduced by Read, 1995). Shallow water miliolids (alveolinids, peneroplids, and miliolids) are common in lagoons and other quiet environments (Hallock and Glenn, 1986). Abundant smaller miliolids with alveolinids and lacking hyaline taxa indicate shallow waters with some degree of hyper-salinity (Geel, 2000; Hallock et al., 2006). The imperforate foraminifera booming in the upper photic zone and the relative hypersaline environment with limited water circulation (Romero et al., 2002; Mohammadi et al., 2019). The presence of porcelaneous foraminifera (*Borelis*, *Austrotrillina*, and *miliolids*) illustrate warm, euphotic, and shallow water, with low to moderate energy conditions in a semi-restricted and open-lagoon depositional setting (Mohammadi et al., 2011). The high diversity of imperforate foraminifera may be concerning the depositional environment being slightly hypersaline (Geel, 2000). The presence of some porcelaneous foraminifera such as *Quinqueloculina*, *Spiroloculina* and *Peneroplis* generally indicate euphotic zone, hyper saline water, up to 35 in bathymetry and temperature 18-35 ° C conditions of lagoon sedimentary environment (Flügel, 2004; Murray, 1973). The presence *Austrotrillina* suggests epiphytic habitats (Geel, 2000; Bassi and Nebelsick, 2010). Therefore, based on the interpreted depositional environments (lagoon, reef, slope, and open marine) and lacking in the sediment gravity flows, turbidity facies, and abundance in reef facies deposits, an open shelf model suggested probably for the deposition of the

Qom Fm. in the Goylar section (Fig. 7). Considerable retrogradation trend in the facies occurred from lagoon/reef facies at the bottom to open marine marls at the top. In addition, sea level fluctuations were dominant and due to the sudden replacement in facies types, active tectonic is proposed for the study area during Early Miocene. It is obvious that active tectonic had been recorded throughout the Central Iran Basin with intensity and weakness, especially for the Oligocene and Miocene basins (Qom Fm.). In the some areas in the Central Iran Basin where the tectonic was active, very often it can be seen that the sedimentary facies of the Qom Fm. experienced rapid changes in terms of depositional setting. Hence, the facies of the Qom Fm. are usually not observed in regular depositional setting in the Central Iran Basin.

## CONCLUSION

A 155-m-thick stratigraphic section was selected for the determination of the Qom Fm. depositional setting model in the northwest of the Central Iran (southwest of Zanjan province). Stratigraphic studies showed that the Qom Fm. includes thin to thick-bedded (0.2 to 2.2 m) limestone and alternation of shale, green marl, argillaceous limestone. Micropaleontological studies point out the Qom Fm. is Aquitanian (?) - Burdigalian in age. In the previous studies all kinds of depositional settings including rimmed shelf, open shelf, homoclinic ramp, mixed carbonate-siliciclastic homoclinic ramp, carbonate ramp, carbonate platform, and epicontinental platform, expressed by researchers of the Qom Fm.. In this study, according to facies distribution, a significant retrogradation trend can be seen from lagoon/reef facies toward open marine marls. An open shelf depositional setting is offered for Qom Fm. sedimentation due to the dominant presence of shoal and reef facies along with facies geometry types. The Qom



Fm. sedimentary facies had alternated gradually to drastically during Early Miocene in the study area. Therefore, it can be stated that

Qom sedimentation had been controlled by active tectonic. However, this situation can be traced to other parts of the Central Iran Basin.

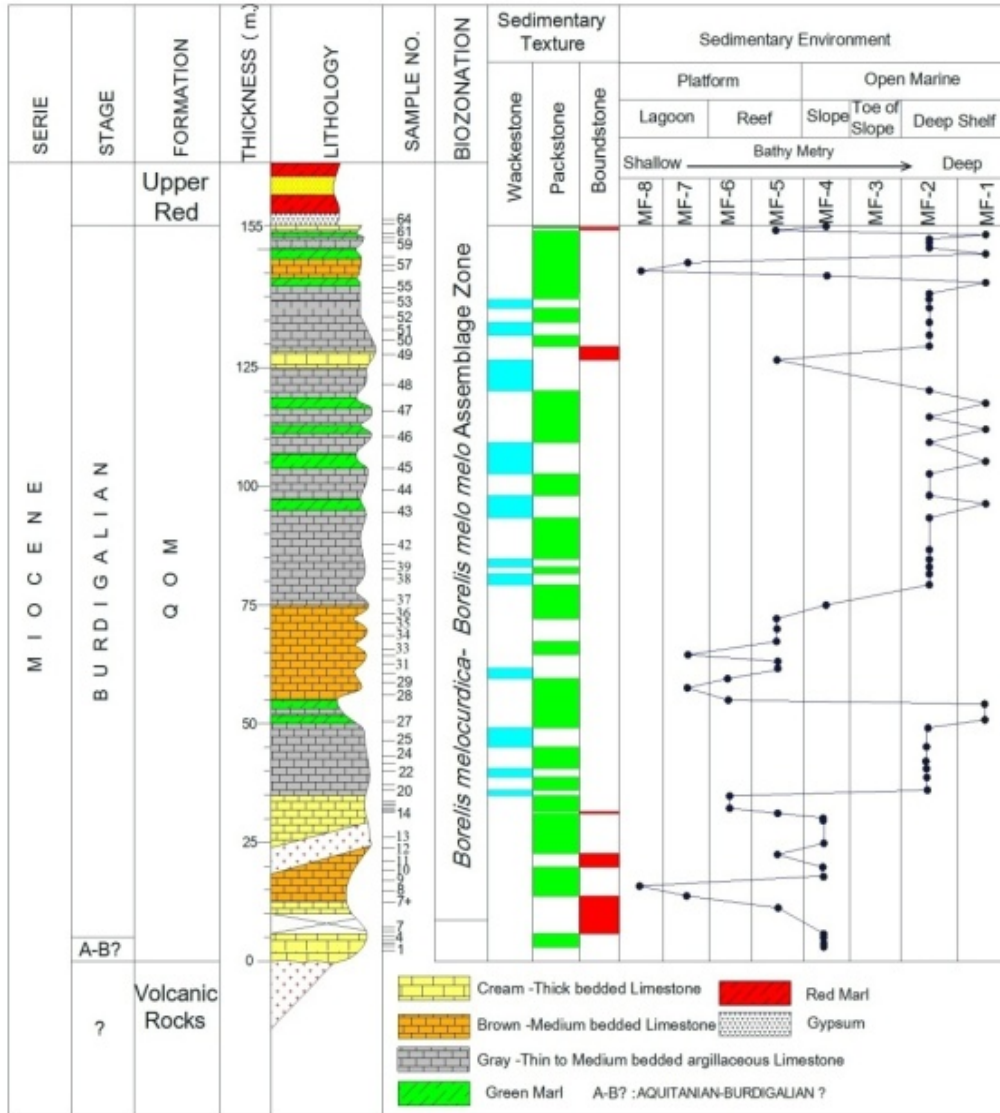


Fig.6. Log of facies distribution from the Goylar stratigraphic section.

Şekil 6. Goylar stratigrafik kesitinin fasiyes dağılım logu.



**Fig.7.** Depositional setting model for the Early Miocene Qom Fm. in the Goylar Section (Based on studies by Read,1995; Wilson, 1975; and Flügel, 2010).

**Şekil 7.** Goylar kesitinde Erken Miyosen Qom Fm. için çökeltme ortamı modeli. (Read,1995; Wilson, 1975; ve Flügel, 2010 tarafından yapılan çalışmalara dayanmaktadır).

## REFERENCES

- Abaie, I., Ansari, H.J., Badakhshan, A., Jaafari, A., 1964. History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran. Bulletin of Iranian Petroleum Institute, 15, 561-574.
- Adams, T., D., Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy Iran, Oil Operation Company, Geological Exploration. Report No. 1074, 1-37.
- Aguirre, J., Riding, R., Braga, J.C., 2000. Diversity of coralline red algae: origination and extinction patterns from the Early Cretaceous to the Pleistocene. Paleobiology, 26, 651-667.
- Amirshahkarami, M., Karavan, M., 2015. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the Oligocene-Miocene Qom Fm., south of Qom City, Iran. Geoscience Frontiers, 6, 593-604.
- Barattolo, F., Bassi, D., and Romero, R., 2007. Upper Eocene larger foraminiferal – coralline algal facies from the Kokova (soeth continental Greece), Facies, 53, 361-375.
- Bassi, D., Hottinger, L., and Nebelsick, J.H., 2007. Larger foraminifera from the upper Oligocene of the Venetian, Northrast Italy. Palaeontology, 4, 845-868.

- Beavington-Penney, S.J., and Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in paleoenvironmental analysis. *Earth Science Review*, 67, 219–265.
- Blow, W.H., 1969. Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: Bronnimann P, Renz H H, eds. *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*. Leiden, E. J. Brill 199- 421.
- Bolli, H.M., Saunders, J.B., 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In: Perch-Nielsen K, eds. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 155–262.
- Bozorgnia, F., 1966. Qom Fm. stratigraphy of the Central Basin of Iran and its intercontinental position. *Bull Iran Pet Inst*, 24; 69–75.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., and Cuffaro, M., 2009a. Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Fm.), Malta. *Sedimentology*, 56, 1138-1158.
- Buxton, M.W.N., and Pedley, H.M., 1989. A Standardized Model for Tethyan Tertiary Carbonates Ramps. *Journal of the Geological Society*, 146, 746- 748.
- Cahuzac, B., and Poignant, A., 1997. An attempt of biozonation of the European basin, by means of larger neritic foraminifera. *Bulletin de la Société géologique de France*, 168 (2): 155-169.
- Corado, L., and Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161, 55-70.
- Daneshian, J., Ramezani, Dana L., 2007. Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of Qom Fm., Deh Namak, Central Iran. *Earth Science*, 29(5), 844–858.
- Daneshian, J., Asadi, E., and Ramezani Dana, L., 2017. Microfacies, Paleoenvironment and sequence stratigraphy of the Qom Fm., Deh Namak, NE of Garmsar. *Geology of Iran journal*, 11, 23-43 (In Persian).
- Flügel, E., 2004. *Carbonate sedimentary rocks*. Berlin-Heidelberg, New York, Springer.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application*. Berlin-Heidelberg, New York, Springer.
- Furrer, M.A., and Soder P. A., 1955. The Oligo–Miocene marine Fm. in the Qom region (Central Iran). In: *Proceedings of 4th World Petrology Congress*. Roma, section I/A/5, 267–277.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 211-238.
- Halfar, J., Mutti, M., 2005. Global dominance of coralline red-algal facies: a response to Miocene oceanographic events. *Geology*, 33, 481–484.
- Hallock, P., Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaios*, 1, 44–64.
- Hallock, P., 2000. Larger foraminifera as indicators of coral-reef vitality. *Environ Micropaleontol* 15, 121–150.
- Hallock, P., Lidz B.H., Cockey-Burkhard E.M., Donnelly K.B., 2003. Foraminifera as bioindicators in coral reef assessment and

- monitoring: the Foram Index. *Environ Monit Assess*, 81,221–238.
- Hallock ,P., Williams DE., Toler S.K., Fisher E.M, Talge H.K., 2006. Bleaching in reef-dwelling foraminifers: implication for reef decline. In: *Proceedings of 10th international coral reef symposium, Okinawa, Japan*, 729–737.
- Hallock, P., 2015. Changing influences between life and limestones in earth history. (Eds.), *Coral Reefs in the Anthropocene*, 17–42. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-7249-5\\_2](https://doi.org/10.1007/978-94-017-7249-5_2).
- Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. *Utrecht Micropaleontol Bull*,30,239–254.
- Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bull Soc Geol France*, 168,491–505.
- Iaccarino, A., Premoli-Silva M., 2005. *Practical Manual of Oligocene to Middle Miocene Planktonic Foraminifera*, International School on Planktonic Foraminifera, 4thcourse.
- James, N.P., 1997. The cool-water carbonate depositional realm. In: James NP, Clarke J (eds) *Cool-water carbonates*, SEPM Special Publications, 56, 1–20.
- Keller, G., 1999. *The Cretaceous-Tertiary Mass extinction in planktonic foraminifera: Biotic Constrains for Catastrophe theories*. New York, London, p. 49-83.
- Kennett, J. M., Srinivasan, M.S., 1983. *Neogene Planktonic Foraminifera: A Phylogenetic Atlas*. Pennsylvania: Hutchinson Ross publishing Company, 1–263.
- Laursen, G.V., Monibi, S., Allan T. L., Pickard, N. A., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F. H. Moallemi, A. Driullion, G.,2009. The Asmari Fm. revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation. In: *Shiraz First international petroleum conference and exhibition*. Iran, 4–6.
- Loeblich, A.R., Tappan, J.H., 1988. *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold Company.
- 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 of London*, 11, 247-344.
- Lotfi, M., 2002. *The geological map of Mah-Neshan*. Geological Survey of Iran publications.
- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M.R., Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Fm., south of the Kashan, central Iran. *Carbonate and Evaporites*, 26, 255–271.
- Mohammadi, E., Ameri H., 2015. Biotic components and biostratigraphy of the Qom Fm. in northern Abadeh, Sanandaj–Sirjan forearc basin, Iran (northeastern margin of the Tethyan Seaway). *Arabian Journal of Geosciences* 8,10789–10802.
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., 2019. Microfacies and depositional environments of the Qom Fm. in Barzok area, SW Kashan Iran. *Carbonate and Evaporites*, 34,1293–1306.
- Mohammadi, E., 2020. Sedimentary facies and depositional environments of the



- Oligocene–early Miocene marine Qom Fm., Central Iran BackArc Basin, Iran (northeastern margin of the Tethyan Seaway). *Carbonates and Evaporites*, 35, 20, <https://doi.org/10.1007/s13146-020-00553-0>.
- Morsilli, M., Bosellini, F.R., Pomar, L., Hallock, P., Papazzoni, C.A., Aurell, M., 2012. Mesophotic coral buildups in a prodelta setting (Late Eocene, southern Pyrenees, Spain): a mixed carbonate siliciclastic system. *Sedimentology*, 59, 766–794.
- Murray, J.W., 1973. *Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminifera*. Longman Scientific & Technical, London, p.397.
- Mutti, M., Hallock, P., 2003. Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraint. *International Journal of Earth Science*, 92, 465–475.
- Nebelsick, J.H., Rasser, M. and Bassi, D., 2005. Facies dynamic in Eocene to Oligocene Circumalpine carbonates. *Facies*, 51(4), 197-216.
- Okhravi, R., and Amini, A., 1998. An example of mixed carbonate pyroclastic sedimentation (Miocene, Central Basin, Iran), *Sedimentary Geology*, 118 (1), 37-54.
- Pomar, L., Baceta, J.I., Hallock, P., Mateu-Vicens, G., Basso, D., 2017. Reef building and carbonate production modes in the west-central Tethys during the Cenozoic. *Mar Petrol Geol*, 83, 261–304.
- Rahiminejad, A.H., Yazdi, M., Ashouri, A.R., 2011, Miocene scleractinian corals from a mix siliciclastic - carbonate system: Bakhtiari succession, Zagros Basin (central western Iran). *Alcheringa*, 35, 571-592.
- Rasser, M., Piller, W., 2004. Crustose algal frameworks from the Eocene Alpine foreland. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 206, 21–39.
- Read, J.F., 1995. Overview of carbonate platform sequences, cycle stratigraphy and reservoirs in greenhouse and icehouse worlds. *SEPM, Short Course Notes*, 35, 1-102.
- Reuter, M., Pillar, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rögl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt, Schuster U., Hamedani, A., 2009. The Oligo-/Miocene Qom Fm. (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 627-650.
- Romero, J, Caus, E, Rossel, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 179, 43–56.
- Seddighi, M., Vaziri Moghadam, H., Taheri, A., Ghabeshavi, A., 2011. Depositional environment and constraining factors on the facies architecture of the Qom Fm., Central Basin, Iran. *Historical Biology*, 24 (1), 91–100.
- Schuster, F., and Wielandt, U., 1999. Oligocene and Early Miocene coral faunas from Iran: Paleogeography and Paleobiogeography. *International journal of Earth Science*, 3, 571-581.
- Stöcklin, J., and Setudehina, A., 1991. *Stratigraphic lexicon of Iran*. Geological Survey Iran, Report 18, 1-376.

- Tietze, E., 1875. Ein Ausflug nach dem Siahkuh (Schwarzer Berg) in Persien. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien, 18 (8), 257-267.
- Wade, B. S., Pearson, P. N., Berggren, W. A., Pälike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth Science Review*, 104(1-3), 111-142.
- Wanas, H.A., 2008. Cenomanian rocks in the Sinai Peninsula, Northeast Egypt: facies analysis and sequence stratigraphy. *Journal of African Earth Science*, 52 (4-5), 125-138.
- Wanas, H.A., Abu Shama, A. M El-Nahrawy, S.A., 2020. Depositional model and sequence stratigraphy of the Paleocene-Lower Eocene succession in the Farafra Oasis, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 162, 103706.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Berlin-Heidelberg, New York, Springer.
- Wilson, B., 2005. Planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of the Brasso Fm. (Middle Miocene) at St. Fabien Quarry, Trinidad, West Indies. *Caribbean Journal of Science*, 4, 797-803.
- Wynd, J., 1965. Biofacies of the Iranian consortium agreement area. Iranian Oil Offshore Company Report No. 1082.



## Seismotectonics of the southern branch of North Anatolian Fault Zone along Bolu, Bursa, and İzmir cities and Değirmenlik (Milos) island in the Aegean Sea

### *Bolu, Bursa ve İzmir şehirleri ve Ege Denizi'ndeki Değirmenlik (Milos) adası boyunca Kuzey Anadolu Fay Zonu güney kolunun sismotektoniği*

GÜROL SEYİTOĞLU <sup>1\*</sup>, KORHAN ESAT <sup>1</sup>, BÜLENT KAYPAK <sup>2</sup>, BEGÜM KOCA <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geological Engineering, Ankara University, Ankara, Türkiye

<sup>2</sup> Department of Geophysical Engineering, Ankara University, Ankara, Türkiye

Geliş (received): 4 June (Haziran) 2021

Kabul (accepted): 29 March (Mart) 2022

#### ABSTRACT

The segment distribution of the northern branch of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) is well determined under the Sea of Marmara by intense seismic reflection studies. However, there is no agreement on the number of branches and their positions in the southern Marmara and western Anatolia, even if the area is not covered by the sea. In this paper, we performed morphotectonic studies with the help of the high-resolution satellite images, seismicity, and focal mechanism solutions of significant earthquakes to determine the segment distribution of the active faults accurately. Thus, the distinction of middle and southern branches of NAFZ in the southern Marmara region is established and the route of southern branch of NAFZ from Bolu to Değirmenlik (Milos) island via Bursa, Balıkesir, and İzmir is documented in detail. Besides, our results demonstrate that the hypotheses of "bend model" and "İzmir-Balıkesir Transfer Zone", which were suggested in previous publications to explain the active fault pattern in southern Marmara and western Anatolia, are not working.

**Keywords:** Aegean Sea, Neotectonics, North Anatolian Fault Zone, Seismicity

#### ÖZ

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey koluna ait segment dağılımı Marmara Denizi altında sismik yansıma çalışmaları ile güvenilir olarak tanımlanmıştır. Bununla birlikte, denizle kaplı olmamasına rağmen güney Marmara ve batı Anadolu'da Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kaç kolu olduğu ve bunların konumları hakkında fikir birliği bulunmamaktadır. Bu makalede yüksek çözünürlüklü uydu görüntüleri yardımıyla morfolotektonik çalışmalar gerçekleştirilerek, sismik etkinlik ve belirgin depremlerin odak mekanizması çözümleri ile diri fayların segment dağılımlarının doğru şekilde belirlenmesine çalışılmıştır. Böylece güney Marmara bölgesinde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun orta ve güney kollarının ayrımı yapılmış ve güney kolun Bolu'dan başlayan, Bursa, Balıkesir, İzmir üzerinden Ege Denizinde Değirmenlik (Milos) adasına kadar uzanan güzergahı ayrıntıları ile ortaya konmuştur. Bunun yanı sıra sonuçlarımız daha önceki yayınlarda güney Marmara ve batı

*Anadolu'da diri fay desenini açıklamak için önerilen "büküm modeli" ve "İzmir-Balıkesir Transfer Zonu" hipotezlerinin geçerli olmadığını göstermektedir.*

**Anahtar Kelimeler:** Depremsellik, Ege Denizi, Kuzey Anadolu Fay Zonu, Neotektonik

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.948130>

\*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: seyitoglu@ankara.edu.tr

## INTRODUCTION

The North Anatolian Fault Zone (NAFZ) is considered to have three branches between Bolu and the Aegean Sea since mid-70-80's (Crampin and Üçer, 1975; Crampin and Evans, 1986) (Figure 1a). However, some other researchers simultaneously suggest that it has two branches (Dewey and Şengör, 1979; Şengör, 1979; Şengör et al., 1985) (Figure 1b).

Besides the number of branches, there were different arguments about the tectonic style of the northern branch of NAFZ. Şengör et al. (1985) suggest that the northern branch passing from the north and south of Almacık block crosses the Marmara Sea as a single line over Sapanca Lake and reaches the Saros Gulf from Mount Ganos (Figure 1b). On the other hand, Barka and Kadinsky-Cade (1988) and Barka (1992) propose several pull-apart structures under the Sea of Marmara (Figure 1c). Although, this controversy has been solved by the intense seismic reflection and bathymetric data after the 1999 earthquakes (Le Pichon et al., 2001; 2003), the number of branches of the NAFZ and their routes remain problematic in the southern Marmara and western Anatolia.

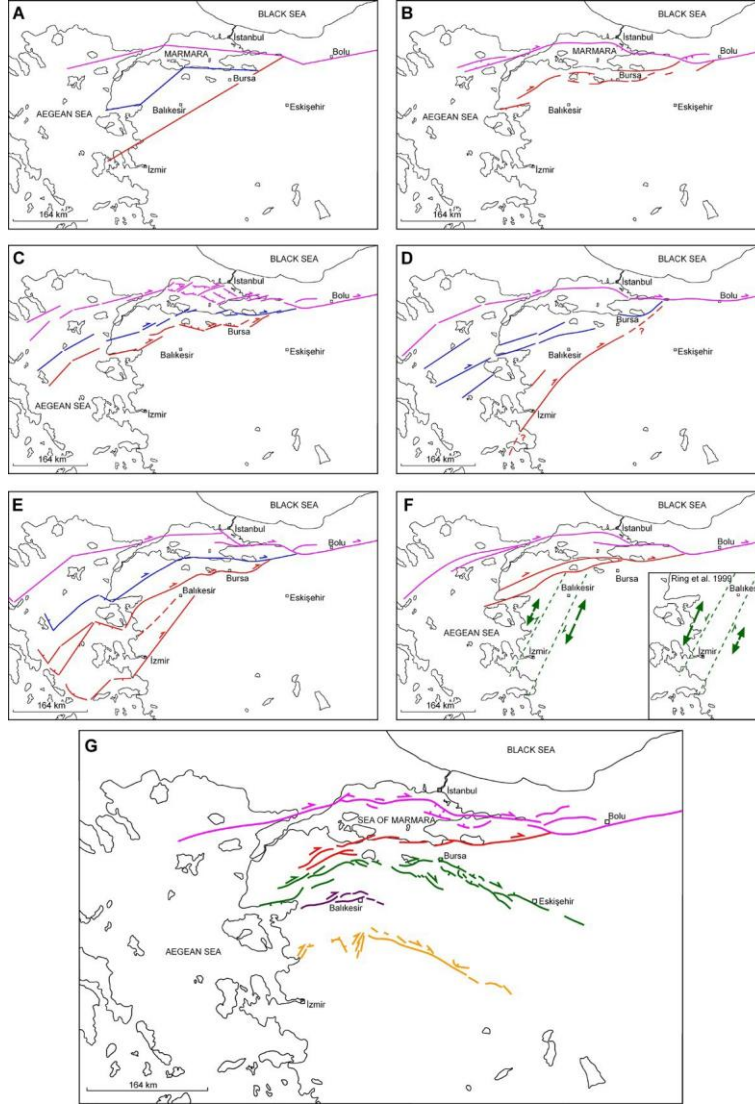
The middle branch of NAFZ separated from the south of Almacık block can be traced to Geyve, south of İznik Lake, Gemlik Bay and Bandırma to Çan. The "southern branch" was connected to the "middle branch" by the eastern edge of the Yenişehir pull-apart basin (Barka and Kadinsky-Cade, 1988) (Figure 1c).

The suggestion of "middle branch" is generally disregarded by the GPS-based studies which are considering only the north and south branches following Şengör et al. (1985). Their slip rates are 23-28 mm/year for the northern branch, 2.9-9.6 mm/year for the southern branch (Meade et al., 2002; Nyst and Thatcher, 2004; Reilinger et al., 2006; Aktuğ et al., 2009; Le Pichon and Kreemer, 2010; Ergintav et al., 2014). A GPS-based study considering the three branches provides the slip rates of 17-20 mm/year for the northern branch, 5 mm/year for the middle branch, 2-5 mm/year for the southern branch (Flerit et al., 2004).

Contrary to the widely accepted studies considering double branched NAFZ, some papers draw the third, the southern branch of NAFZ between İznik Lake and İzmir in their regional fault maps (Figure 1d and 1e) (Ocakoğlu et al., 2005; Yaltrak et al., 2012) following the Crampin and Üçer (1975) and Crampin and Evans (1986).

Apart from the discussion regarding the number of branches of the NAFZ, there are two completely different views trying to explain the seismic events associated with strike-slip faulting in southern Marmara and western Anatolia. One of them is the left-lateral (Ringet al., 1999) or right-lateral (Uzel and Sözbilir, 2008; Uzel et al., 2013) İzmir-Balıkesir Transfer Zone concept which is believed to separate the regions having different extension values (Figure 1f). The major disadvantage of this concept is the uncertainty in the connection of





**Figure 1.** The numbers and the locations of the branches belong to the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). Fuchsia: Northern branch; Blue: Middle branch; Red: Southern branch; A) Crampin and Üçer, (1975); Crampin and Evans (1986). B) Şengör et al. (1985). C) Barka and Kadinsky-Cade (1988). D) Oçakoğlu et al. (2005). E) Yalıtırak et al. (2012). F) Uzel and Sözbilir (2008), Uzel et al. 2013 and Ring et al. (1999) at inset. Green dotted line: İzmir-Balıkesir Transfer Zone. G) Emre et al. (2013, 2018). Green: Manyas-Bursa bend; Purple: Balıkesir bend; Orange: Southern boundary bend.

**Şekil 1.** Kuzey Anadolu Fay Zonu'na ait kolların sayısı ve konumları. Fuşya: Kuzey kol; Mavi: Orta Kol; Kırmızı: Güney kol; A) Crampin ve Üçer, (1975); Crampin ve Evans (1986). B) Şengör vd. (1985). C) Barka ve Kadinsky-Cade (1988). D) Oçakoğlu vd. (2005). E) Yalıtırak vd. (2012). F) Uzel ve Sözbilir (2008), Uzel vd. 2013 ve ekli küçük resimde Ring vd. (1999). Yeşil noktalı hat: İzmir-Balıkesir Transfer Zonu. G) Emre vd. (2013, 2018). Yeşil: Manyas-Bursa bükümü; Mor: Balıkesir bükümü; Turuncu: Güney sınır bükümü.

its northeast and southwest ends with the main regional structures.

The other view is the bend model (Emre et al., 2013; 2018) which accepts double branched NAFZ and rejects the idea of the connection between the middle and southern branches of NAFZ (Barka and Kadinsky-Cade, 1988). Moreover, the bend model suggests several arc-shaped right-lateral fault patterns having NE-SW and NW-SE directions, namely the Manyas-Bursa bend, Balıkesir bend, and southern boundary bend (Emre et al., 2018) (Figure 1g). For example, in the Biga peninsula, the NE-SW trending strike-slip faults turn to the E-W direction towards east where the Bursa normal fault is developed, then, this structure connects to the NW-SE trending right-lateral strike-slip Eskişehir Fault Zone (Emre et al., 2018) (Figure 1g). An important implication of this “bend model” is that the right-lateral strike-slip faults in the Biga peninsula and southern Marmara are not related to the NAFZ and they are evaluated as a part of second-order structure, such as the Eskişehir Fault Zone which creates an enormous difference for the earthquake hazard assessment of the major cities like Bursa, Balıkesir, and İzmir.

A contrary hypothesis proposed that the southern branch of NAFZ is separated from the Bolu Plain and forms the Gölpaazarı pull-apart basin via Mudurnu and creates Yenişehir, Bursa, Ulubat and Manyas pull-apart basins (Seyitoğlu et al., 2016) (Figure 2). The GPS-based block model in this hypothesis indicates that the southern branch is the second important strand of NAFZ in terms of slip rates (Seyitoğlu et al., 2016).

This paper documents the southwestern continuation of the southern branch of NAFZ based on seismology and morphotectonics (Figure 2) and aims (1) to show the segment distribution of southern branch of NAFZ

between Bolu and Değirmenlik (Milos) island, (2) to clarify the distinction between the “middle branch” and “southern branch” of the NAFZ in the southern Marmara region and (3) to demonstrate the structural link between the southern branch of NAFZ and the so-called İzmir-Balıkesir Transfer Zone (Uzel and Sözbilir, 2008; Uzel et al., 2013) via Yenişehir, Bursa and Susurluk valley which refutes the bend model (Emre et al., 2018) in the southern Marmara and western Anatolia.

## **MATERIAL AND METHODS**

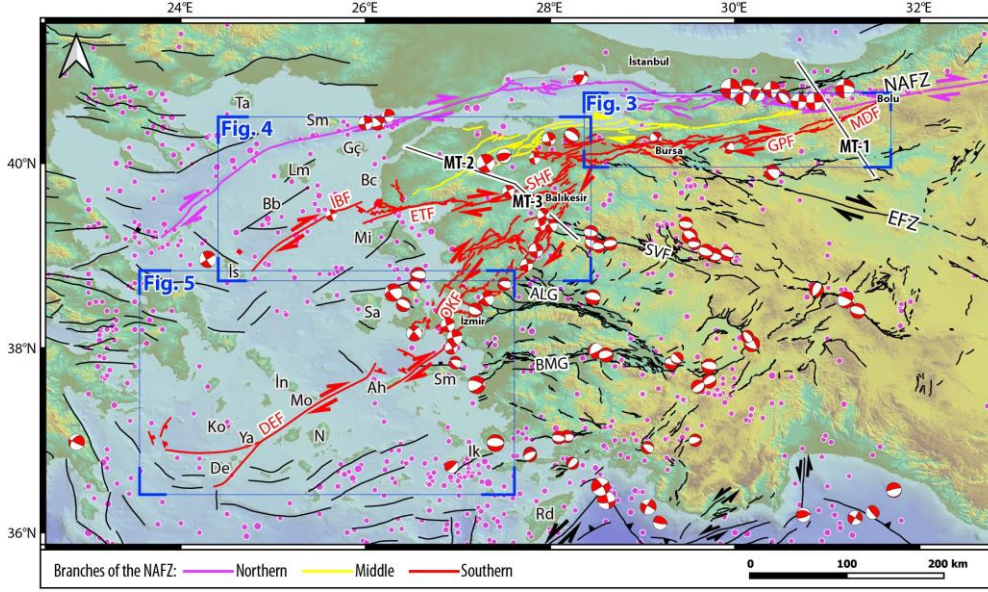
The following base maps and data were used in mapping the faults: (a) the SRTM-DEM and 1:25000 scale topographic maps as elevation/topographic data, (b) high-resolution Google Earth satellite imagery, (c) active fault maps (Emre et al., 2013) and geologic maps of the Mineral Research and Exploration General Directorate (MTA), published papers and reports, (d) the earthquake epicentral distribution and focal mechanism solution data from the institutions and previous studies.

With the help of these base maps and data, the faults were carefully mapped as segments in the GIS environment based on the following morphotectonic features: (a) linear valleys, (b) sharp diversions of stream channels, (c) sag ponds, (d) linear arrangements of springs, (e) elongated ridges, (f) topographical troughs, (g) shutter ridges. We performed field studies in some parts of the study area and collected slickenside and striae data from the faults (Supplementary Data: Appendix A).

The earthquake epicentral distributions and focal mechanism solutions also helped to understand the seismic activity and structural character of the faults. Some of the focal mechanism solutions were produced in this study by using moment tensor inversion. The other focal mechanism solutions are obtained

from different sources (Supplementary data: Appendix B). Waveform data and response files of the stations were retrieved from the European

Integrated Data Archive (EIDA) and Turkish Earthquake Data Center System (TEDCS) of the Emergency Management Presidency (AFAD). Selected waveforms recorded by



**Figure 2.** The branches of North Anatolian Fault Zone and the locations of MT lines. MT-1 from Kaya (2000); MT-2 and MT-3 from Ulugergerli et al. (2007). NAFZ: North Anatolian Fault Zone; EFZ: Eskişehir Fault Zone; SVF: Simav Fault; İBF: İskiri-Biga Fault; ETF: Edremit Fault; SHF: Susurluk-Havran Fault; OKF: Orhanlı-Karabağ Fault; DEF: Değirmenlik Fault; GPF: Gölpazarı Fault; MDF: Mudurnu Fault; ALG; Alaşehir Grabeni; BMG: Büyük Menderes Grabeni; Aegean Islands: Rd: Rodos (Rhodes); De: Değirmenlik (Milos); Ya: Yavuzca (Sytos); Mo: Mokene (Mikonos); İn: İstendin (Tinos); Ko: Koyunluca (Serifos); İK: İstanköy (Kos); Ah: Ahikerya (Ikeria); N: Nakşa (Naxos); Sm: Sisam (Samos); Sa: Sakız (Chios); Mi: Midilli (Lesvos); İs: İskiri (Skyros); Bb: Bozbaba (Agios Efstratios); Lm: Limni (Limnos); Bc: Bozcaada; Gç: Gökçeada; Sm: Semadirek (Samothraki); Ta: Taşoz (Thasos). Fault lines from Barka and Kuşcu (1996); Barrier et al. (2004); Emre et al. (2013); Caputo and Pavlides (2013); Seyitoğlu et al. (2016; 2021; 2022); Can (2017). Focal mechanism solutions from Tan et al. (2008), Global CMT Catalogue, Seyitoğlu et al. (2020a, b). Pink circles represent the earthquake epicenters of magnitude  $\geq 5$  obtained from the ISC catalogue.

**Şekil 2.** Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kolları ve MT hatları. MT-1 Kaya (2000)'den, MT-2 ve MT-3 Ulugergerli vd. (2007)'den alınmıştır. NAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu; EFZ: Eskişehir Fay Zonu; SVF: Simav Fayı; İBF: İskiri-Biga Fayı; ETF: Edremit Fayı; Susurluk-Havran Fayı; OKF: Orhanlı-Karabağ Fayı; DEF: Değirmenlik Fayı; GPF: Gölpazarı Fayı; MDF: Mudurnu Fayı; ALG: Alaşehir Grabeni; BMG: Büyük Menderes Grabeni. Ege Adaları: Rd: Rodos (Rhodes); De: Değirmenlik (Milos); Ya: Yavuzca (Sytos); Mo: Mokene (Mikonos); İn: İstendin (Tinos); Ko: Koyunluca (Serifos); İK: İstanköy (Kos); Ah: Ahikerya (Ikeria); N: Nakşa (Naxos); Sm: Sisam (Samos); Sa: Sakız (Chios); Mi: Midilli (Lesvos); İs: İskiri (Skyros); Bb: Bozbaba (Agios Efstratios); Lm: Limni (Limnos); Bc: Bozcaada; Gç: Gökçeada; Sm: Semadirek (Samothraki); Ta: Taşoz (Thasos). Fay hatları Barka ve Kuşcu (1996); Barrier vd. (2004); Emre vd. (2013); Caputo ve Pavlides (2013); Seyitoğlu vd. (2016; 2021; 2022); Can (2017); Seyitoğlu vd. (2021). Odak mekanizması çözümleri: Tan vd. (2008), Global CMT Catalogue, Seyitoğlu vd. (2020a, b). Pembe daireler büyüklüğü  $\geq 5$  olan ve ISC kataloğundan alınan depremlerin dışmerkezlerini temsil etmektedir.

three-component broadband seismograph stations within 700 km distance from the earthquakes were used to calculate the strike, dip, and rake angles of the nodal planes (possible fault planes) and the azimuth and plunge of the pressure (P) and tension (T) axes. Computer Programs in Seismology of Herrmann (2013) were used for regional moment tensor inversion, which is based on fitting synthetic waveforms of the observed data.

As a result of the study, maps of the active fault segments were produced by using and interpreting/re-interpreting old and new data. Readers must consult the electronic data base which can be visible on the Google Earth software for more details than the presented maps (Supplementary Data: Appendix C).

#### **THE SOUTHERN BRANCH OF NAFZ BETWEEN BOLU AND YENİŞEHİR**

The southern branch of NAFZ separated from the main branch in the south of Bolu Plain and composed of three faults, Mudurnu Fault (MDF), Gölpaazarı Fault (GPF) and Bayırköy Fault (BYF) between Bolu and Yenişehir (Figure 3). The segments of MDF generally follow linear valleys between Bolu and Mudurnu. The restraining bend around Feruz controls different flow directions of Mudurnu Suyu to the northeast and Ulu Su to the southwest. In the southwest of Mudurnu, the fault segments of MDF created Göladağı Block which is surrounded by strike-slip faults similar to the Almacık Block (Şengör et al., 1985; Seyitoğlu et al., 2015) (Figure 3). The segments are getting closure to each other in the southwest of Göynük where elongated ridges are typical morphological features (Figure 3; Appendices A and C).

The Gölpaazarı Fault (GPF) starts around Köybaşı and its segments create Gölpaazarı pull-apart basin (Gürbüz and Seyitoğlu, 2014) (Figure 3). This basin is one of the important morphological evidences unrecognized by the

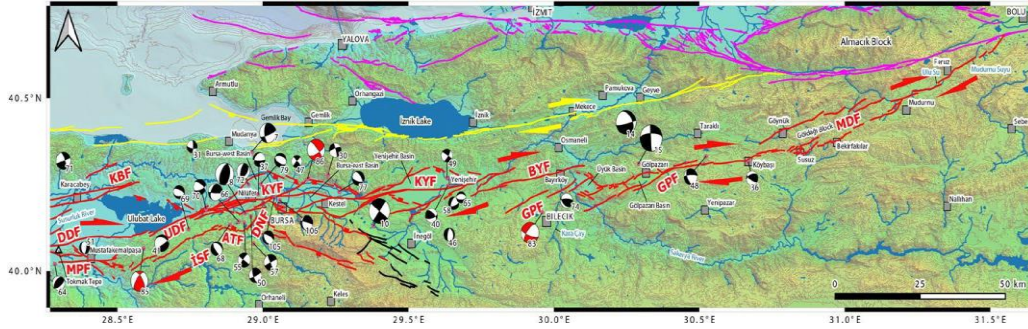
earlier studies that the southern branch of NAFZ is passing from this location. The overall position of Üyük basin also resembles a pull-apart structure and the segments of GPF create a right-lateral shift on the course of Kara Çay and Sakarya River at the north of Bilecik (Figure 3). Moreover, the major right-lateral displacements on both Kara Çay and Sakarya River (i.e., 2.93 km, Seyitoğlu et al., 2016) are created by the Bayırköy Fault (BYF) which provides a connection between Gölpaazarı / Üyük and Yenişehir pull-apart structures (Figure 3; Appendices A and C).

#### **THE SOUTHERN BRANCH OF NAFZ IN THE YENİŞEHİR, BURSA-EAST AND BURSA-WEST PULL-APART BASINS**

The linkage of Gölpaazarı/Üyük and Yenişehir pull-apart structures via BYF is particularly important to test different tectonic interpretations mentioned in the introduction section. It disproves the suggested connection of the southern branch to the middle branch via Mekece (Barka and Kadinsky-Cade, 1988) (Figure 3). Moreover, the determination of cross-basin fault, the Kayapa-Yenişehir Fault (KYF) (Figure 3) by using morphological and seismic reflection studies supported by the ongoing AFAD-National Earthquake Program (Seyitoğlu et al., 2021), is also important for the evolution of Yenişehir, Bursa-east and Bursa-west pull-apart basins which demonstrates a genetic link of the faults around Bursa to the southern branch of NAFZ contrary to their suggested relationship with the Eskişehir Fault Zone (Emre et al., 2011a; 2018) (Figure 1g).

The seismic events #105\_2019.11.16 (Ml=3.0), #106\_2019.11.17 (Ml=3.2) and #86\_2016.06.07 (ML=4.6) confirm continuation of activity along pull-apart basin bounding faults despite formation of cross-basin fault, the KYF (Figure 3). For a detailed description of basin bounding faults and the cross-basin fault plus seismic activity see Appendices A, B, and C.





**Figure 3.** The southern branch of NAFZ between Bolu and Ulubat Lake (red fault lines from this paper and Seyitoğlu et al. 2016; 2021). The fuchsia and yellow lines in the north represent northern and middle branch of NAFZ respectively. They are from Emre et al. (2013) and Can (2017). The black lines in the south of İnegöl belong to Eskişehir Fault Zone (after Seyitoğlu et al., 2021). MDF: Mudurnu Fault; GPF: Gölpazarı Fault; BYF: Bayırköy Fault; KYF: Kayapa-Yenişehir Fault; DNF: Doğancı Fault; ATF: Atlas Fault; UDF: Ulubat-Doğanköy Fault; İSF: İnegazi-Sincansarnıç Fault; MPF: Mustafakemalpaşa Fault; DDF: Dorak-Durumtay Fault; KBF: Karacabey Fault.

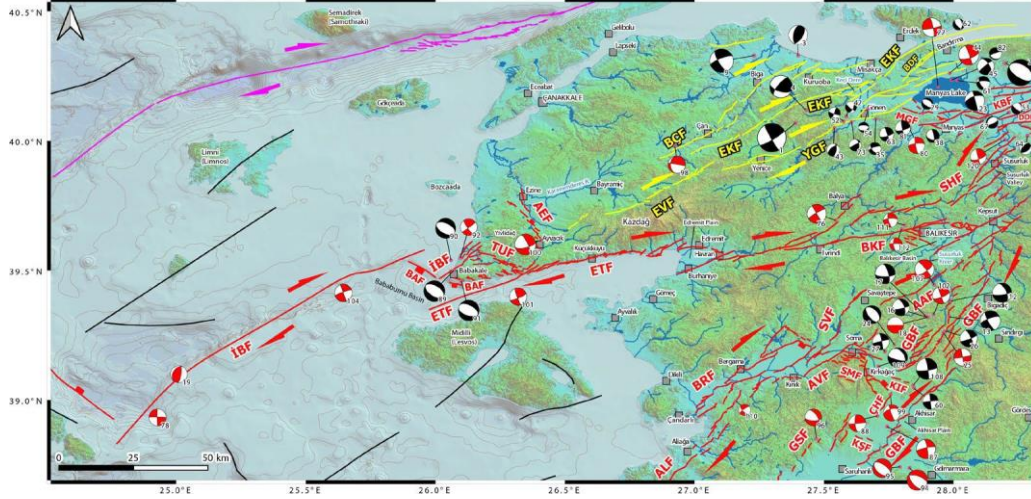
**Şekil 3.** Bolu ve Ulubat Gölü arasında Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun güney kolu (kırmızı fay hatları bu makale ve Seyitoğlu vd. 2016; 2021'den alınmıştır). Fuşya ve sarı hatlar sırası ile kuzey ve orta kolu temsil etmektedir. Bunlar Emre vd. (2013) ve Can (2017)'den alınmıştır. İnegöl güneyindeki siyah hatlar Eskişehir Fay Zonu'na aittir (Seyitoğlu vd., 2021). MDF: Mudurnu Fayı; GPF: Gölpazarı Fayı; BYF: Bayırköy Fayı; KYF: Kayapa-Yenişehir Fayı; DNF: Doğancı Fayı; ATF: Atlas Fayı; UDF: Ulubat-Doğanköy Fayı; İSF: İnegazi-Sincansarnıç Fayı; MPF: Mustafakemalpaşa Fayı; DDF: Dorak-Durumtay Fayı; KBF: Karacabey Fayı.

### THE SOUTHERN BRANCH OF NAFZ BETWEEN ULUBAT LAKE AND EDREMIT GULF VIA SUSURLUK VALLEY

The Ulubat-Doğanköy Fault (UDF) is the common structure between Bursa-west and Ulubat pull-apart basins. Its morphological indicators are quite distinctive at the southeast of Ulubat Lake (i.e., topographical differences, elongated ridges, shifting stream channels). The seismic event #70\_2009.06.20 (Md=3.3) can be attributed to UDF (Figure 3). The ENE-WSW trending Dorak-Durumtay Fault (DDF) creates right-lateral displacements on the Mustafakemalpaşa Çayı at the south of Ulubat Lake and in the Susurluk River further west (Figure 3). At the southwest of Bursa, the Doğancı Fault (DNF) follows the Nilüfer Valley and creates a releasing stepover with the İnegazi-Sincansarnıç Fault (İSF) where the Atlas Fault (ATF) having normal fault character is developed. Further to the southwest, Mustafakemalpaşa Fault (MPF) forms a distinctive right-lateral shift on the stream at the town bearing the same name (Figure 3; Appendices A, B, and C).

The northeastern end of Susurluk-Havran Fault (SHF) is located on the Susurluk Valley where the NE-SW trending en echelon segments displaced right-laterally the course of Susurluk River (Simav Çayı) in several locations (Figure 4). Recent seismic activity #120\_2020.12.11 (Mw=3.8) Taşköprü earthquake provides a right-lateral strike-slip related focal mechanism solution and confirms the segment distribution of SHF in Susurluk Valley (Figure 4). The segments of SHF in the north of İvrindi are responsible for the seismic event #76\_2010.08.12 (ML=4.9) having a right-lateral strike-slip related focal mechanism solution and they reach Havran and Burhaniye (Figure 4; Appendices A, B, and C).

The Edremit Plain is a releasing stepover between the SHF and Edremit Fault (ETF). The short ENE-WSW right-lateral strike-slip segments and WNW-ESE trending normal faults in between constitute the general character of ETF in the north of Edremit Gulf (Figure 4; Appendices A, B, and C).



**Figure 4.** The northern (fuchsia), middle (yellow) and southern (red) branches of NAFZ in southern Marmara and northwestern Anatolia. The fault lines from Emre et al. (2013), Caputo and Pavlides (2013), Can (2017) and this paper. DDF: Dorak-Durumtay Fault; MGF: Manyas Gölü Fault; BDF: Bandırma Fault; YGF: Yenice-Gönen Fault; EKF: Edincik Fault; BÇF: Biga-Çan Fault; EVF: Evciler Fault; ETF: Edremit Fault; AEF: Ayvacık-Ezine Fault; TUF: Tuzla Fault; İBF: İskiri-Biga Fault; BAF: Babakale Fault; SHF: Susurluk-Havran Fault; BKF: Balıkesir-Kepsut Fault; AAF: Akçaköy-Ataköy Fault; SVF: Savaştepe Fault; AVF: Avdan Fault; BRF: Bergama Fault; ALF: Aliağa Fault; GBF: Gelenbe Fault; GSF: Gülbahçe-Seyitoba Fault; SMF: Soma Fault; KIF: Kırkağaç Fault; ÇHF: Çobanhasan Fault; KŞF: Kayışlar Fault.

**Şekil 4.** Güney Marmara ve Kuzeybatı Anadolu'da Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey (fuşya), orta (sarı) ve güney (kırmızı) kolları. Fay hatları: Emre vd. (2013), Caputo ve Pavlides (2013), Can (2017) ve bu makale. DDF: Dorak-Durumtay Fayı; MGF: Manyas Gölü Fayı; BDF: Bandırma Fayı; YGF: Yenice-Gönen Fayı; EKF: Edincik Fayı; BÇF: Biga-Çan Fayı; EVF: Evciler Fayı; ETF: Edremit Fayı; AEF: Ayvacık-Ezine Fayı; TUF: Tuzla Fayı; İBF: İskiri-Biga Fayı; BAF: Babakale Fayı; SHF: Susurluk-Havran Fayı; BKF: Balıkesir-Kepsut Fayı; AAF: Akçaköy-Ataköy Fayı; SVF: Savaştepe Fayı; AVF: Avdan Fayı; BRF: Bergama Fayı; ALF: Aliağa Fayı; GBF: Gelenbe Fayı; GSF: Gülbahçe-Seyitoba Fayı; SMF: Soma Fayı; KIF: Kırkağaç Fayı; ÇHF: Çobanhasan Fayı; KŞF: Kayışlar Fayı..

#### THE SOUTHERN BRANCH OF NAFZ FROM ULUBAT, MANYAS TO BIGA PENINSULA AND ITS RELATIONSHIP WITH THE MIDDLE BRANCH

The Ulubat Lake is located on a pull-apart basin and its western margin is composed of the strike-slip Karacabey Fault (KBF), similar to the eastern margin that is mentioned above as Ulubat-Doğanköy Fault (UDF) (Figure 3). The segments of KBF right-laterally displace several streams located between Ulubat and Manyas lakes, particularly around Karacabey (Figure 3; Figure 4). The WNW trending semi-

parallel normal faults at the south of Manyas Lake constitutes the Manyas Gölü Fault (MGF) (Figure 4). These are releasing offset structures developed both between the segments of Karacabey Fault (KBF), and between the KBF and Yenice-Gönen Fault (YGF). Their normal fault character has been proven by the palaeoseismological study of Kürçer et al. (2017) and the focal mechanism solution of seismic event #29\_2005.05.06 (Md=3) (Figure 4).

The NE-SW trending Yenice-Gönen Fault (YGF) can be extended towards the northeast

contrary to Emre et al. (2011b). Its en echelon segments can be recognized at the north and northwest of Manyas Lake. The focal mechanism solutions of the seismic events #44\_2006.10.20 (ML=5.2) and #45\_2006.10.20 (Md=4.4) confirm their right-lateral strike-slip kinematics (Figure 4). The southwest continuation of YGF follows mainly surface ruptures of the #1\_1953.03.18 (M=7.4) earthquake (Emre et al., 2011c) (Figure 4).

The active Bandırma Fault (BDF) is drawn to the east-northeast of Bandırma parallel to the southern Marmara coast by Emre et al. (2011b). The seismic reflection studies (Can, 2017) demonstrate that this fault reaches the Gemlik Bay. The onshore continuation of BDF is located on the west of Bandırma and possibly links to the segments of Yenice-Gönen Fault (YGF) (Figure 4).

In the southeast of Erdek, the Edincik Fault (EKF) of Emre et al. (2011b) was drawn on the isthmus between Kapıdağ peninsula and Bandırma (Figure 4). The segments of EKF create right-lateral displacements on the streams at the north of Gönen. The right-lateral shift on the route of Keçi Dere is noteworthy (Figure 4).

We introduce Biga-Çan Fault (BÇF) having segments along Çan and Biga and provides a new interpretation for the segments between Misakça and Kuruoba which is different than the view of Emre et al. (2011b) (Figure 4; Appendices A, B, and C). However, the segment distribution of Evciler Fault (EVF) somewhat corresponds to the Emre et al. (2011c), despite slight differences and newly recognized segments (Figure 4).

It is accepted after the publication of Barka and Kadinsky-Cade (1988) that the middle branch of NAFZ follows south of İznik Lake, Gemlik Gulf, and Biga Peninsula via Bandırma (Figure 1c and 2). When this classification is considered, the middle branch of NAFZ is represented by the Bandırma Fault (BDF), Yenice - Gönen Fault (YGF), Edincik Fault

(EKF), Biga-Çan Fault (BÇF), and Evciler Fault (EVF) which ends at the northwest of Kazdağ (Figure 2 and 4). On the other hand, the southern branch of NAFZ represented by the Edremit Fault (ETF) and İskiri-Biga Fault (İBF), and a releasing stepover is created between them at the southwest end of Biga Peninsula (Seyitoğlu et al., 2017). In this releasing stepover, the normal faults of Ayvacık-Ezine (AEF), Tuzla (TUF), and Babakale (BAF) are developed and they control the Yivlidağ range and Bababurnu basin (Yaltrrak et al., 2012) (Figure 4; Appendices A, B, and C). The uplift of normal fault controlled Yivlidağ range may create 36 ka BP route change of Karamenderes River (İşler et al., 2008) (Figure 4), but this was attributed to the compressional forces between left stepping Biga-Çan and Edremit faults (Gürer et al. 2021).

#### **THE SOUTHERN BRANCH OF NAFZ FROM BALIKESİR TO DEĞİRMENLİK (MILOS) ISLAND VIA İZMİR**

It is reasonable to accept that major right-lateral shift (22.7 km) on the course of Susurluk River is tectonically controlled in Kepsut (Figure 4). However, it is unrealistic to expect to create such amount of displacement by a fault segment with limited length. It can be said that Susurluk River may follow the existing fault line (Figure 4). The overall structure of Balıkesir-Kepsut Fault (BKF) indicates that the Balıkesir Plain is a releasing stepover between the NE-SW trending right-lateral strike-slip segments and it can be evaluated as a pull-apart basin (Figure 4; Appendices A, B and C). This interpretation provides a meaningful solution to the problem created by the previous studies (Emre et al., 2011c; 2018; Sözbilir et al., 2016b; Sümer et al., 2018) that is the abrupt termination of their Balıkesir and Havran-Balya faults in the middle of western Anatolia without any connection to the major structures (Figure 1g; see also Discussion section).

Further to south, the Akçaköy-Ataköy Fault (AAF) is determined by right-lateral displacements on the several streams

including Susurluk River. Its right-lateral strike-slip kinematics is confirmed by the focal mechanism solution of the seismic event #107\_2019.12.10 (ML=5.0) (Figure 4; Appendices A, B, and C).

The previously mapped (Şaroğlu et al., 1992; Emre et al., 2011c; 2011d) NNE-SSW trending Gelenbe Fault (GBF) is responsible for the prominent right-lateral shift on the course of Simav ayı at the west of Bigadi. The segments of GBF have considerable seismic activities reflecting their right-lateral strike-slip nature (Figure 4; Appendices A, B, and C).

The overall normal fault character of the segments of Soma Fault (SMF) and Kırkağa Fault (KIF) can be attributed to a releasing stepover between the right-lateral strike-slip faults of Avdan Fault (AVF) and Gelenbe Fault (GBF) (Figure 4). The Neogene Soma basin is fragmented by the youngest structures. A similar tectonic relationship can be mentioned for the west of Soma where right-stepping NE-SW trending strike-slip faults created NW-SE trending normal faults (Figure 4). The examples of this structural framework can be seen among the segments of Avdan Fault (AVF) and Bergama Fault (BRF) having normal and strike-slip characters (Figure 4; Appendices A, B, and C).

The en echelon segments of Bergama Fault (BRF) and Aliağa Fault (ALF) reaches to andarlı settlement and Menemen Plain respectively (Figure 4 and 5). The right-lateral strike-slip kinematics of ALF is confirmed by the focal mechanism solution of the recent seismic event #110\_2020.08.14 (ML=3.0) and by the kinematic data presented by Sangu et al. (2020) (Figure 4; Appendices A, B, and C).

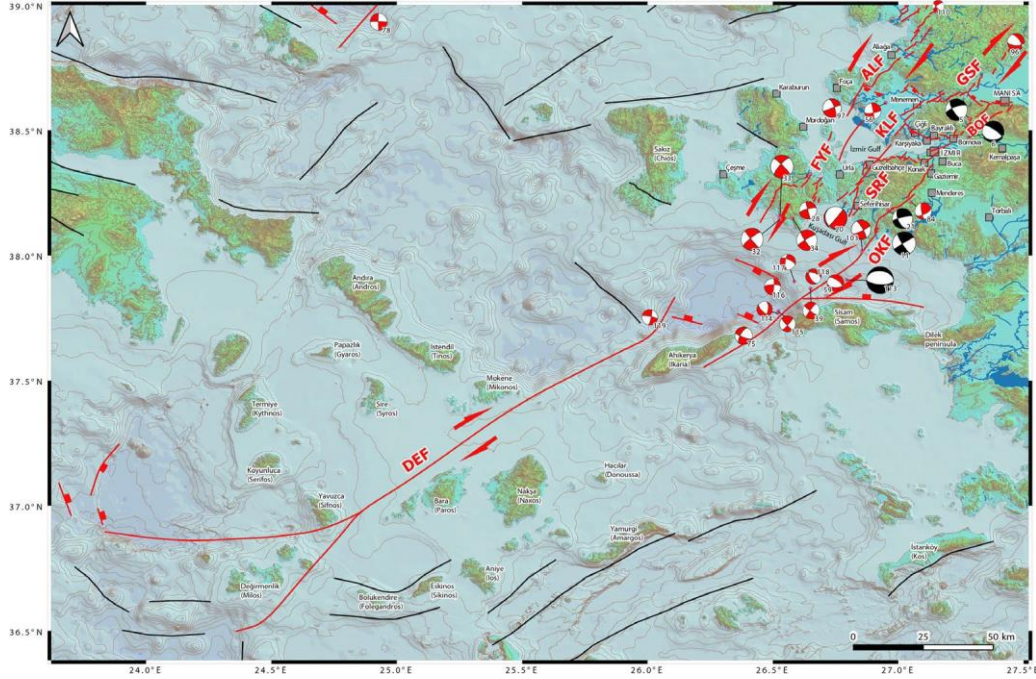
The western margin of Akhisar Plain is bounded by the segments of obanhasan

Fault (HF) and Gülbahçe-Seyitoba Fault (GSF). The southwest end of Gelenbe Fault (GBF) reaches to the northeast of Saruhanlı and the NW-SE trending, NE dipping normal fault segments of Kayışlar Fault (KşF) seem to be developed between GBF and GSF (Figure 4; Appendices A, B, and C).

The dominant structure between Manisa and Kuşadası Gulf is composed of NE-SW trending right-lateral strike-slip faults such as Bornova Fault (BOF), Kubilay Fault (KLF), Foa-Yağcılar Fault (FYF), Seferihisar Fault (SRF), and Orhanlı-Karabağlar Fault (OKF) (Figure 5). The NW-SE trending normal faults (i.e., Menemen Fault (MMF), western part of Manisa Fault (MAF), Karşiyaka Fault (KKF), İzmir Fault (İZF), see Appendix A) are developed in the releasing stepovers between the strike-slip faults. For this reason, the strike-slip faults must be considered as a main seismic source for the metropole İzmir rather than normal faults having short, fragmented segments in the İzmir Bay area (Figure 5; Appendices A, B, and C). The main threat for İzmir is the Orhanlı-Karabağlar Fault (OKF), because its northeast end probably cross-cuts the city center where Kadifekale and şamlı Tepe are evaluated as pressure ridges (see Appendix A) and its southwest end can be securely located between Sisam (Samos) and Ahikerya (Ikaria) islands indicated by the strike-slip focal mechanism solutions of the seismic events (i.e. #75\_2009.12.23 (ML=4.5); #103\_2019.08.08 (ML=5.0); #115\_2020.10.30 (ML=4.1)) and particularly aftershocks of the recent Sisam (Samos) earthquake #113\_2020.10.30 (Mw=6.9) (Figure 5; Appendices A, B, and C).

We evaluated the depression in the northeast of Ahikerya (Ikaria) island as a pull-apart basin which is developed in the releasing stepover between Orhanlı-Karabağlar Fault (OKF) and





**Figure 5.** The southern branch of NAFZ between Manisa and Değirmenlik (Milos) island. The black fault lines from Caputo and Pavlides (2013). GSF: Gülbağçe-Seyitoba Fault; ALF: Aliağa Fault; KLF: Kubilay Fault; FYF: Foça-Yağcılar Fault; SRF: Seferihisar Fault; OKF: Orhanlı-Karabağlar Fault; DEF: Değirmenlik Fault.

**Şekil 5.** Manisa ve Değirmenlik (Milos) adası arasında Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun güney kolu. Siyah fay hatları Caputo ve Pavlides (2013)'ten alınmıştır. GSF: Gülbağçe-Seyitoba Fayı; ALF: Aliağa Fayı; KLF: Kubilay Fayı; FYF: Foça-Yağcılar Fayı; SRF: Seferihisar Fayı; OKF: Orhanlı-Karabağlar Fayı; DEF: Değirmenlik Fayı.

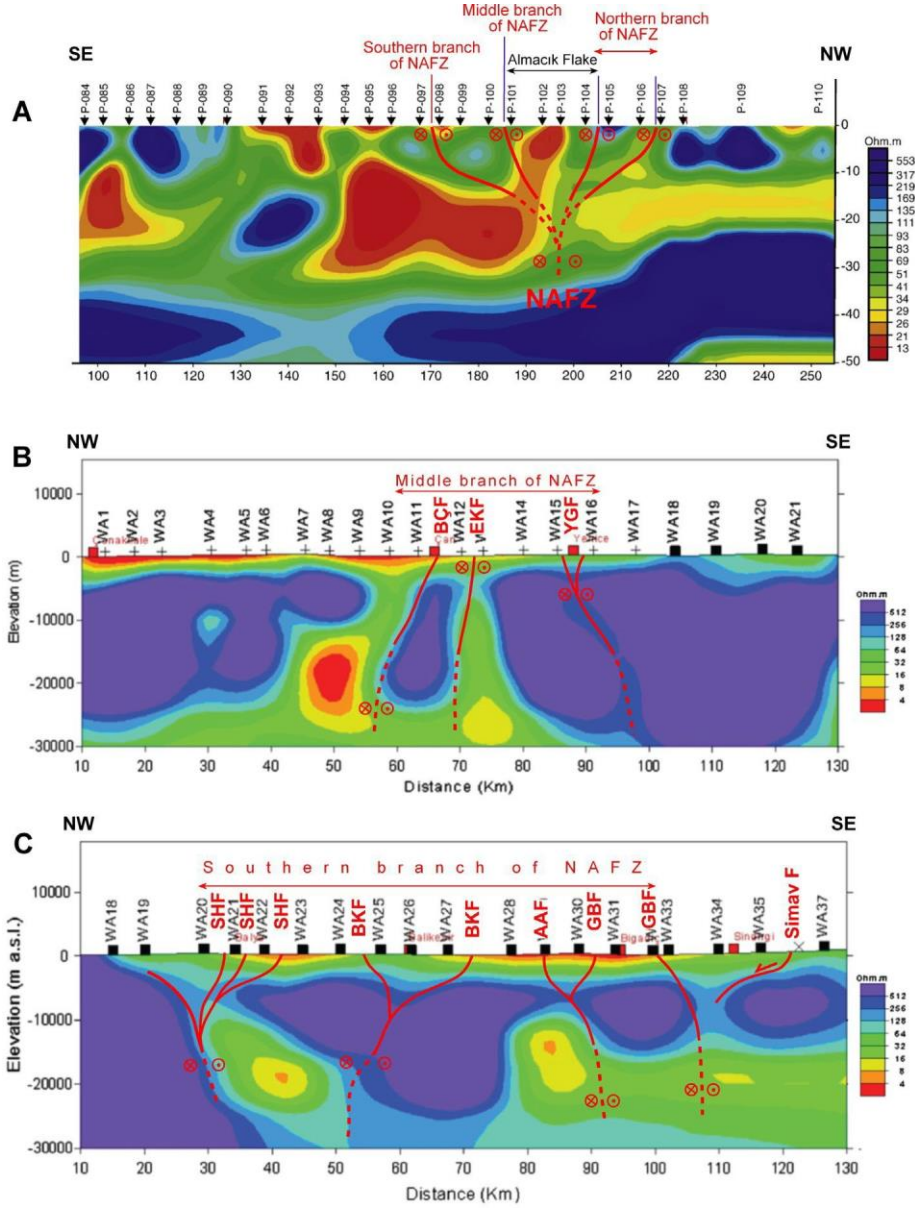
Değirmenlik Fault (DEF) (Figure 5). The position of DEF is drawn with the help of recent focal mechanism solution (i.e., #119\_2020.11.06 (ML=4.0)) and the Main Cycladic Lineament of Philippon et al. (2014) that created 50 km right-lateral displacement of the detachment system in the Cyclades (Figure 5; Appendices A, B, and C).

## DISCUSSION

As described above, the southern branch of NAFZ is separated from the main branch at the southwest of Bolu Plain. The NE-SW trending fault segments reach to the north of Mudurnu where the Göladağı block is surrounded by the northern segments via Göynük, and the southern segments following the route of Bekirfakılar and Susuz. After creating Gölpaazarı pull-apart basin, the southern branch

of NAFZ reaches Bayırköy where the Sakarya River is right-laterally shifted (Figure 3).

The southern branch of NAFZ between Bolu and the Gölpaazarı pull-apart basin is relatively less seismic than the other parts. However, re-interpretation of the magnetotelluric and transient electromagnetic (MT) data (Kaya, 2010) demonstrates existing of the southern branch in this area (Seyitoğlu et al., 2016) (Figure 6a). Moreover, the pull-apart nature of Gölpaazarı (Gürbüz and Seyitoğlu, 2014) and Üyük basins (Figure 3) indicates that a major strike-slip branch passing through in this location. Kinematic relationship between the Gölpaazarı and Bayırköy faults, and their linkage to the faults which bound the eastern margin of Yenişehir pull-apart basin form a different configuration than that of Barka and Kadinsky-Cade (1988) which suggested a linkage



**Figure 6.** The re-interpretation of magnetotelluric and transient electromagnetic (MT) data along the NAFZ. See Figure 2 for locations. A) MT data passing through all branches of NAFZ (after Kaya, 2010 and Seyitoğlu et al., 2016). B) MT data indicates the position of middle branch of NAFZ in Biga Peninsula (re-interpreted after Ulugergerli et al., 2007). C) MT data show details of the southern branch of NAFZ (re-interpreted after Ulugergerli et al., 2007).

**Şekil 6.** Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca MT (magnetotelluric and transient electromagnetic) verisinin yeniden yorumlanması. Konumlar için Şekil 2'ye bakınız. A) Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tüm kollarından geçen MT verisi (Kaya 2010 ve Seyitoğlu vd. 2016'dan alınmıştır). B) Biga yarımadasında Kuzey Anadolu Fay Zonu'na ait orta kolun konumunu gösteren MT verisi (Ulugergerli vd., 2007'den yeniden yorumlanmıştır). C) Kuzey Anadolu Fay Zonu'na ait güney kolun detaylarını gösteren MT verisi (Ulugergerli vd., 2007'den yeniden yorumlanmıştır).

between the middle and southern branches via Mekece (Figure 1c). The Gölpaazarı, Üyük, Yenişehir, Bursa-east, and Bursa-west pull-apart basins are developed along the southern branch (Figure 3) and more importantly, the Kayapa-Yenişehir Fault (KYF) is cross-cutting last three pull-apart basins. The KYF creates a nightmare scenario for the seismic evaluation of Bursa city that it is a best candidate for the source of 1855 earthquakes. This relationship also demonstrates that the bend model of Emre et al. (2018), offering a connection between the faults around Bursa and Eskişehir Fault Zone, is not applicable (Figure 1g).

In the southeast of Manyas Lake, the Manyas Gölü Fault (MGF) has a NW-SE trending, NE dipping normal fault which is confirmed by the paleoseismological trench study (Kürçer et al., 2017) and focal mechanism solutions of #2\_1964.10.06 ( $M_s=6.8$ ) and #29\_2005.05.06 ( $M_d=3.0$ ) earthquakes (Figure 4; Appendix B). If this information is considered to have a regional significance, the NW-SE trending right-lateral Mustafakemalpaşa Fault of Emre et al. (2013) is contrary to the general situation (Seyitoğlu and Esat, 2022a). Therefore, we evaluated that the northeastern and southwestern slopes of Tokmak Tepe uplift are limited by the NW-SE trending opposite dipping normal faults and it becomes a horst structure between nearly E-W trending right-lateral Dorak-Durumtay Fault (DDF) and Derecik (DKF) / Mustafakemalpaşa (MPF) faults (Figure 3 and 4). The re-interpreted position of MPF is concordant with both the Lalaşahin trench site of Kop et al. (2016) and the 850 m right-lateral shift on Mustafakemalpaşa Çayı, which is previously unexplained by Emre et al. (2011b) (Figure 3) (Appendix A).

There is another important role of the Manyas Gölü Fault (MGF) which provides a connection between southern and middle branches of NAFZ as a releasing stepover structure (Figure 4). The Yenice-Gönen Fault (YGF) and its parallel counterparts, the Ekincik Fault (EKF), Biga-Çan Fault (BÇF), Evciler Fault (EVF), and

the Bandırma Fault (BDF) can be classified as the middle branch of NAFZ which is linked to the Gemlik Bay via offshore faults (Can, 2017) in the southern Marmara (Figure 2). The crustal scale discontinuities of the middle branch of NAFZ in the Biga Peninsula can be seen clearly in the re-interpreted MT section (i.e., Biga-Çan Fault, Ekincik Fault, and Yenice-Gönen Fault) (Figure 6b).

The southern branch of NAFZ creates a releasing stepover between Ulubat-Doğanköy Fault (UDF) and Karacabey Fault (KBF) where the Ulubat Lake is located (Figure 3 and 4). The en echelon segments of Susurluk-Havran Fault (SHF) pass through Susurluk Valley and reach Havran that is linked to the Edremit Fault (ETF) at the south of Kazdağı with a releasing stepover in the Edremit Plain (Figure 4). The releasing stepover between Edremit Fault (ETF) and İskiri-Biga Fault (İBF) hosts the Bababurnu pull-apart basin in the Aegean Sea (Figure 4).

The long-lived seismic quiescence along the southern branch in Susurluk Valley has been ended by the recent seismic event #120\_2020.12.11 ( $M_w=3.8$ ) (Seyitoğlu et al., 2020a) and its focal mechanism solution confirms the positions of right-lateral strike-slip segments of Susurluk-Havran Fault (SHF) which is drawn by using morphological and structural evidences such as shift or bend of the semi-parallel multiple stream channels and fault surfaces in the Susurluk Valley (Appendix A; Seyitoğlu and Esat, 2022a) (Figure 4).

There are different arguments on the nature of Edremit Fault (ETF) (Figure 4) in the recent literature. Sözbilir et al. (2016a) mentioned about multi-phased tectonic history for the Edremit Fault (ETF) and conclude that its recent extensional phase produces normal faults. However, Gürer et al. (2016) define the Edremit Fault (ETF) as a right-lateral strike-slip fault. Moreover, the previous field observation of Kurt et al. (2010) indicates that strike-slip faulting cuts the low-angle detachment system of Kazdağ Core Complex. We provide a

solution for this controversy with our segment distribution (Figure 4; Appendices A, B, and C). It is suggested that ENE-WSW trending right-lateral strike-slip faults creating releasing stepovers where the WNW-ESE trending normal faults are developed. The trench site of Sözbilir et al. (2016a) nearly corresponds to the strike-slip segments and the sites of necropolis and terrace houses of historical settlement of Antandros are located on the normal fault segments of the Edremit Fault (ETF) (Appendix A). This fault configuration explains both strike-slip and normal faulting observations and there is no need to multi-phased explanations for the activity of Edremit Fault as suggested by Sözbilir et al. (2016a) (Figure 4).

The active faults between Edremit and Balıkesir have been mapped under the title of Havran-Balya Fault Zone and Balıkesir Fault (Emre et al., 2011c; 2013). These faults are confirmed by paleoseismological studies and their structural data are presented without questioning their regional tectonic meaning (Sözbilir et al., 2016b; Sümer et al., 2018). It is interesting that these faults suddenly end in the middle of western Anatolia with a slight bending towards the southeast (Figure 1g). We re-interpreted these structures and provide segment distributions under the title of Susurluk – Havran Fault (SHF) and Balıkesir-Kepsut Fault (BKF). The segments of BKF create Balıkesir pull-apart basin in the releasing stepover and control the largest right-lateral shift on the Simav Çayı / Susurluk River (Figure 4).

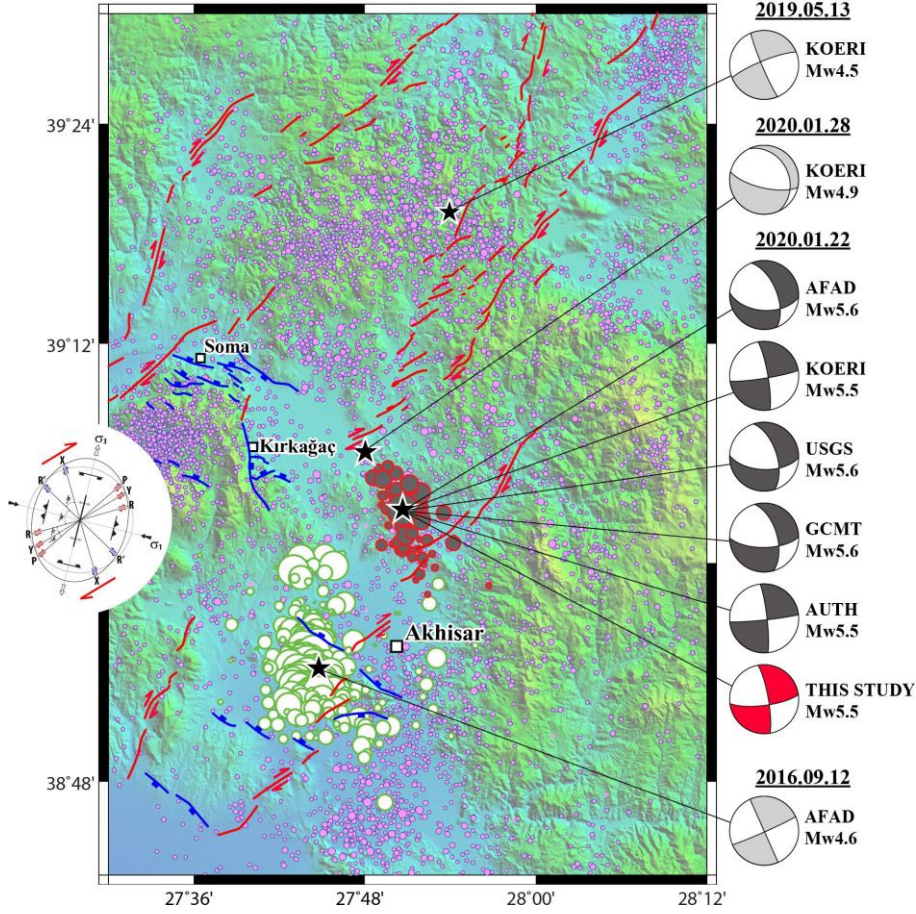
Further south, the NE-SW Akçaköy-Ataköy Fault (AAF) and NNE-SSW Gelenbe Fault (GBF) are located (Figure 4). Especially, Susurluk-Havran Fault (SHF) and Akçaköy-Ataköy Fault (AAF) together with Gelenbe Fault (GBF) are crustal-scale structures of the southern branch of NAFZ as seen in the re-interpreted MT section (Figure 6c).

In the southwest of Balıkesir, one branch reaches to the east of Karaburun Peninsula with the Akçaköy-Ataköy (AAF), Savaştepe (SVF), Avdan (AVF), Bergama (BRF), Aliğa (ALF) and Foça-Yağcılar (FYF) faults. The Bergama and Menemen plains are located on their releasing stepovers (Figure 4 and 5). Sangu et al. (2020) also agree that southern branch of NAFZ reaches the Bergama area.

The other branch reaches to Kuşadası Gulf with the Gelenbe (GBF), Çobanhasan (ÇHF), Gülbahçe-Seyitoba (GSF), Bornova (BOF), Kubilay (KLF), Seferihisar (SRF) and Orhanlı-Karabağlar (OKF) faults. The İzmir Gulf, west of Manisa and Akhisar and Kırkağaç plains are related to the releasing stepovers. The southern branch of NAFZ reaches to the Değirmenlik (Milos) island via a pull-apart basin at the northeast of Ahikerya (Ikaria) island (Figure 5).

The recent seismic activities in the Kırkağaç and Akhisar plain can be explained by the southern branch of NAFZ (Seyitoğlu et al., 2020b). The focal mechanism solutions of 2020.01.22 (Mw=5.5) Musalar-Akhisar earthquake is presented in Figure 7. The focal mechanism solution presented in this paper (Appendix B) and that of KOERI and AUTH are concordant to each other (Figure 7). The aftershock distribution intensifying along the NNW-SSE direction indicates that the fault plane having strike and dip value of N10W, 80NE in the focal mechanism solution is the source of earthquake. This fault plane has a left-lateral strike-slip character. On the other hand, due to the AFAD's focal mechanism solution which is similar to that of USGS, the N23W, 60NW normal fault with a left-lateral component is accepted as earthquake source and linked with the Kırkağaç Fault (AFAD, 2020; Sözbilir et al., 2020) (Figure 7). One of the most outstanding features of seismic activity in the region is the epicentre distribution





**Figure 7.** Earthquake epicenter distribution and focal mechanism solutions in the Akhisar region (See Appendix B for details). Red and green circles are the aftershocks of the seismic events 2020.01.22 and 2016.09.12, respectively. The distribution of the epicenters reflects the dates of 2000.01.01-2020.01.28 and was obtained from AFAD catalogue. KOERI: Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Boğaziçi University; AFAD: Disaster and Emergency Management Presidency, Turkish Republic Ministry of Interior; USGS: United States Geological Survey; GCMT: Global Centroid Moment Tensor catalog; AUTH: Aristotle University of Thessaloniki, Seismological Station.

**Şekil 7.** Akhisar bölgesinde deprem dışmerkez dağılımı ve odak mekanizması çözümleri (detaylar için Ek B'ye bakınız). Kırmızı ve yeşil daireler sırasıyla 2020.01.22 ve 2016.09.12 sismik olaylarının artçı şoklarıdır. Dışmerkezlerin dağılımı 2000.01.01-2020.01.28 tarihleri arasında yansır ve AFAD kataloglarından alınmıştır. KOERI: Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Boğaziçi University; AFAD: Disaster and Emergency Management Presidency, Turkish Republic Ministry of Interior; USGS: United States Geological Survey; GCMT: Global Centroid Moment Tensor catalog; AUTH: Aristotle University of Thessaloniki, Seismological Station.

of earthquakes that occurred between 12-30 September 2016 in the south of Akhisar (Figure 7, green circles). The 2016.09.12 (Mw=4.6) earthquake has a similar focal mechanism solution with the 2020.01.22 Musalar-Akhisar

earthquake and is interpreted by Kartal et al. (2016) as a left-lateral transfer fault between normal faults. In addition, the 2019.05.13 (Mw=4.5) Kocaiskan-Kırkağaç earthquake locating at the north of 2020.01.22 Musalar



Akhisar earthquake has strike-slip related focal mechanism solution. All these earthquakes, which have an en echelon position to each other, can be related to the left-lateral X-shear in the NE-SW right-lateral shear zone of the southern branch of NAFZ rather than local transfer structures (Figure 7).

The bend model proposed by Emre et al. (2018) has become invalid because the connection of the right-lateral faults to the main NAFZ in Bolu has been shown in this paper. The bend model also does not explain the strike-slip related seismic activity around İzmir.

The strike-slip structures around İzmir have been interpreted as transfer zones between main normal faults (Şengör, 1987). The transfer zones by their nature only develop between major normal faults (Gibbs, 1984; Faulds and Varga, 1998). However, as shown in our paper, the strike-slip structures had been developed beyond the major normal faults (i.e., Alaşehir and Simav grabens), therefore this interpretation needs re-consideration.

The weakest point of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone model, which is thought to develop due to the different extension rates between the Aegean Sea and western Türkiye (Ring et al., 1999; Uzel and Sözbilir, 2008; Uzel et al., 2013), is lack of definition for the connections to the main structures on its northeast and southwest tips.

For these reasons, the strike-slip related seismic activity in south of Marmara and western Türkiye is best explained by the presence of the southern branch of the NAFZ.

## CONCLUSION

The southern branch of NAFZ separates from the main branch at the southeast of Bolu Plain and creates several pull-apart basins which are enlarged towards west-southwest. The southern branch reaches the Aegean Seaboth in Edremit Gulf and in the south of İzmir. This

configuration of the southern branch better explains the recent strike-slip related seismic activity in the western Türkiye rather than the non-integrated solutions such as the previous bend model and the concept of İzmir-Balıkesir Transfer Zone.

The southern branch of NAFZ should be further studied in detail because it implies that the major cities such as İzmir, Manisa, Akhisar, Balıkesir, and Bursa are under the threat of major strike-slip faulting as well as newly built superstructures such as highways and high-speed railways.

## ACKNOWLEDGMENT

Field studies around Bursa have been carried out in the project UDAP-G-18-05 supported by AFAD.

## APPENDIX A

<https://dergipark.org.tr/tr/download/issue-file/60473>

## APPENDIX B

<https://dergipark.org.tr/tr/download/issue-file/60472>

## APPENDIX C

<https://dosyam.ankara.edu.tr/y93xzyn5>

## REFERENCES

- AFAD 2020. 22 Ocak 2020 Akhisar (Manisa) Mw=5.4 depremine ilişkin ön değerlendirme raporu [Preliminary report of the 22 January 2020 (Mw=5.4) Earthquake]. Deprem Dairesi Başkanlığı, 8 pp.
- Aktuğ, B., Nocquet, J.M., Cingöz, A., Parsons, B., Erkan, Y., England, P., Lenk, O., Gürdal, M.A., Kılıçoğlu, A., Akdeniz, H., and Tekgöl, A 2009. Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: Limits to block-like behaviour. *Journal of Geophysical Research*, 114, B10404. DOI: 10.1029/2008JB006000

- Barka, A. 1992. The North Anatolian Fault Zone. *Annales Tectonicae*, 6, 164-195.
- Barka, A.A., and Kuşçu, İ. 1996. Extents of the North Anatolian fault in the İzmit, Gemlik and Bandırma bays. *Turkish Journal of Marine Sciences*, 2, 93-106.
- Barka, A., and Kadinsky-Cade, K. 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Barrier, E., Chamot\_Rooke, N., and Giordano, G. 2004. Geodynamic Maps of the Mediterranean-sheet 1: Tectonics and Kinematics. Commission for the Geological map of the World (CGMW) and UNESCO.
- Caputo, R., and Pavlides, S. 2013. The Greek database of seismogenic sources (GreDaSS), version 2.0.0: A compilation of potential seismogenic sources (Mw>5.5) in the Aegean Region. <http://gredass.unife.it/>, doi: 10.15160/unife/gredass/0200.
- Can, A.Z. 2017. Structural elements of southern Marmara Sea shelf. PhD Thesis, Ankara University, 184 pp.
- Chatzipetros, A., Kiratzi, A., Sboras, S., Zouros, N., and Pavlides, S. 2013. Active faulting in the north-eastern Aegean Sea Islands. *Tectonophysics*, 597-598, 106-122.
- Clarke, H. 1880. Earthquake in Smyrna. *Nature*, 22, 363-364.
- Crampin, S., and Üçer, S.B. 1975. The seismicity of the Marmara Sea Region of Turkey. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 40, 269-288.
- Crampin, S., and Evans, R. 1986. Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 143, 343-348.
- Dewey, J.F., and Şengör, A.M.C. 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84-92.
- Ekström, G.A., and England, P.C. 1989. Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation. *Journal of Geophysical Research*, 94, 10231-10257.
- Emre, Ö., Doğan, A., Duman, T.Y., Özalp, S. 2011a. 1:250.000 Scale Active Fault Map Series of Turkey, Bursa (NK35-12) Quadrangle. Serial Number 9, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara-Turkey.
- Emre, Ö., Doğan, A., Özalp, S., and Yıldırım, C. 2011b. 1:250.000 Scale Active Fault Map Series of Turkey, Bandırma (NK 35-11b) Quadrangle. Serial Number 3, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara-Turkey.
- Emre, Ö., Doğan, A., and Özalp, S. 2011c. 1:250.000 Scale Active Fault Map Series of Turkey, Balıkesir (NJ 35-3) Quadrangle. Serial Number 4, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara-Turkey.
- Emre, Ö., Özalp, S., and Duman, T.Y. 2011d. 1:250.000 Scale Active Fault Map Series of Turkey, İzmir (NJ 35-7) Quadrangle. Serial Number 6, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara-Turkey.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., and Şaroğlu, F. 2013. Active Fault Map of Turkey with an Explanatory Text 1:1,250,000 scale. Special Publication Series-30. Ankara-Turkey. ISBN: 978-605-5310-56-1
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H., and Çan, T. 2018.

- Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16, 3229-3275.
- Ergintav, S., Reilinger, R.E., Çakmak, R., Floyd, M., Çakır, Z., Doğan, U., King, R.W., McClusky, S., and Özener, H. 2014. Istanbul's earthquake hot spots: Geodetic constraints on strain accumulation along faults in the Marmara seismic gap. *Geophysical Research Letters*, 41, 5783-5788.
- Eyidoğan, H. 1988. Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes. *Tectonophysics*, 148, 83-92.
- Faulds, J.E., and Varga, R.J. 1998. The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. *Geological Society of America Special Paper*, 323, 1-45.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G., and Meyer, B. 2004. The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 347-362.
- Gibbs, A.D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society London*, 141, 609-620.
- Gürbüz, E., and Seyitoğlu, G. 2014. Gölpaazarı Havzası'nın Kuvaterner Gelişimi (KB Türkiye) [Quaternary Development of the Gölpaazarı Basin (NW Turkey)]. *Geological Bulletin of Turkey*, 57, 1-17.
- Gürer, Ö.F., Sangu, E., Özbüran, M., Gürbüz, A., Gürer, A., and Sinir, H. 2016. Plio-Quaternary kinematic development and paleostress pattern of the Edremit Basin, western Turkey. *Tectonophysics*, 679, 199-210.
- Gürer, Ö.F., Sangu, E., Gürer, A., and Akın, M. 2021. Late Cenozoic shift from extension to strike-slip stress regime in the west of the Biga Peninsula, NW Turkey. *Journal of Structural Geology*, 148, 104348.
- Herece, E. 1990. The fault trace of 1953 Yenice-Gönen earthquake and the westernmost known extension of the NAF System in the Biga Peninsula. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 111, 47-59.
- Herrmann, R.B. 2013. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84, 1081-1088.
- İşler, E.B., Aksu, A.E., Yalıtırak, C., and Hiscott, R.N. 2008. Seismic stratigraphy and Quaternary sedimentary history of the northeast Aegean Sea. *Marine Geology*, 254, 1-17.
- Kartal, R.F., Kadıroğlu, F.T., Demirtaş, R., and Zünbül S., 2016. Sinistral strike-slip faulting between two normal fault segments dipping opposite sides: Case study: 12 September 2016 Akhisar earthquakes, Mw=4.6, Mw=4.5, Akhisar, Manisa, Western Türkiye, in: 20. Aktif Tektonik Araştırma Grubu Çalıştayı, Denizli, 1-10.
- Kaya, C. 2010. Deep crustal structure of northwestern part of Turkey. *Tectonophysics*, 489, 227-239.
- Kıncal, C., Akgün, A., and Koca, M.Y. 2009. Landslide susceptibility assessment in the İzmir (West Anatolia, Turkey) city center and its near vicinity by logistic regression method. *Environmental Earth Sciences*, 59, 745-756.
- Kılıç, T., Kartal, R.F., Kadıroğlu, F.T., Duman, T.Y., and Özalp, S. 2017. Türkiye ve yakın çevresi için düzenlenmiş moment tensor (1906-2012) kataloğu MW  $\geq$  4,0). Türkiye Sismotektonik Haritası (Ed Duman TY) Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü,

- Özel Yayınlar Serisi-34, 261p Ankara-Türkiye.
- Kurt, F.S., Işık, V., and Seyitoğlu, G. 2010. Alternative Cenozoic exhumation history of the Kazdağ core complex, in: Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia, Abstracts with Programs (36-3), Middle East Technical University, Ankara, p 70.
- Kürçer, A., Chatzipetros, A., Tutkun, S.Z., Pavlides, S., Ateş, Ö., and Valkaniotis, S. 2008. The Yenice-Gönen active fault (NW Turkey): Active tectonics and palaeoseismology. *Tectonophysics*, 453, 263-275.
- Kürçer, A., Özaksoy, V., Özalp, S., Güldoğan, Ç.U., Özdemir, E., and Duman, T.Y. 2017. The Manyas fault zone (southern Marmara region, NW Turkey): active tectonics and paleoseismology. *Geodinamica Acta*, 29, 42-61.
- Kürçer, A., Özalp, S., Özdemir, E., Uygun Güldoğan, Ç., and Duman, T.Y. 2019. Active tectonic and paleoseismologic characteristics of the Yenice-Gönen fault, NW Turkey, in the light of the 18 March 1953 Yenice-Gönen Earthquake (Ms=7.2). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 159, 29-63.
- Kop, A., Özalp, S., Elmacı, H., Kara, M., and Duman, T.Y. 2016. Active tectonic and palaeoseismological features of the western section of Mustafakemalpaşa Fault, Bursa, NW Anatolia. *Geodinamica Acta*, 28, 363-378.
- Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., and Tok, B. 2001. The active Main Marmara Fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 595-616.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., and Rangin, C. 2003. The North Anatolian fault in the Sea of Marmara. *Journal of Geophysical Research*, 108, DOI: 10.1029/2002JB001862.
- Le Pichon, X., and Kreemer, C. 2010. The Miocene-to-present kinematic evolution of the eastern Mediterranean and Middle East and its implications for dynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, 323-351.
- McKenzie, D. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, S 30, 109-185.
- Meade, J.B., Hager, B.H., McClusky, S.C., Reilinger, R.E., Ergintav, S., Lenk, O., Barka, A., and Özener, H. 2002. Estimates of seismic potential in the Marmara sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System Measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 208-215.
- Nyst, M., and Thatcher, W. 2004. New constrains on the active tectonic deformation of the Aegean. *Journal of Geophysical Research*, 109, B11406, DOI: 10.1029/2003JB002830.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E., and Kuşçu, İ. 2005. Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): Evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Marine Geology*, 219, 155-171.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., and Uzel, B. 2013. Neogene-Quaternary evolution of the Manisa Basin: Evidence for variation in the stress pattern of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia. *Journal of Geodynamics*, 65, 117-135.

- Papazachos, B., Kiratzi, A., and Papadimitriou, E. 1991. Regional focal mechanisms for earthquakes in the Aegean Area. *Pure and Applied Geophysics*, 136, 407-420.
- Philippon, M., Brun, J-P., Gueydan, F., and Sokoutis, D. 2014. The interaction between Aegean back-arc extension and Anatolia escape since Middle Miocene. *Tectonophysics*, 631, 176-188.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., et al. 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa - Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 111, B05411, DOI: 10.1029/2005JB004051.
- Ring, U., Laws, S., and Bernet, M. 1999. Structural analysis of a complex nappe sequence and late-orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. *Journal of Structural Geology*, 21, 1575-1601.
- Sangu, E., Güre, Ö.F., and Güre, A. 2020. Fault kinematic and Plio-Quaternary paleostress evolution of the Bakırçay Basin, Western Turkey. *International Geology Review*, 62, 1245-1261.
- Selim, H.H., Tüysüz, O., Karakaş, A., and Taş, K.Ö. 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.
- Seyitoğlu, G., Ecevitoğlu, B., Kaypak, B., Esat, K., Çağlayan, A., Gündoğdu, O., Güney, Y., Işık, V., Pekkan, E., Tün, M., and Avdan, U. 2015. A missing-link in the tectonic configuration of the Almacık Block along the North Anatolian Fault Zone (NW Turkey): active faulting in the Bolu plain based on seismic reflection studies. *Geophysical Journal International*, 201, 1814-1833.
- Seyitoğlu, G., Kaypak, B., Aktuğ, B., Gürbüz, E., Esat, K., and Gürbüz, A. 2016. A hypothesis for the alternative southern branch of the North Anatolian Fault Zone, Northwest Turkey. *Geological Bulletin of Turkey*, 59, 115-130.
- Seyitoğlu, G., Ecevitoğlu, B., Esat, K., and Kaypak, B. 2017. Şubat 2017 Gülpınar-Ayvacık (Çanakkale) depremleri bilgi notu. <http://tag.eng.ankara.edu.tr/>
- Seyitoğlu, G., Kaypak, B., Esat, K., and Koca, B. 2020a. Seismic activity in Susurluk Valley: the tectonic meaning of 2020.12.11 (Mw=3.8) Taşköprü earthquake. *Researchgate Technical Report* DOI: 10.13140/RG.2.2.31117.97764.
- Seyitoğlu, G., Kaypak, B., Esat, K., and Çıvıgın, B. 2020b. Seismotectonic evaluation of the 2020.01.22 (Mw=5.5) Musalar-Akhisar earthquake. *Researchgate Technical Report* DOI: 10.13140/RG.2.2.30307.50729.
- Seyitoğlu, G., Esat, K., Kaypak, B., Çıvıgın, B., Oruç, B., Pekşen, E., Aktuğ, B., Mutlu, S., Balkan, E., and Çetinkaya, D. 2021. Determination of active faults that are possible earthquake sources around Bursa by geological and geophysical methods. Final report, AFAD Project no UDAP-G-18-05. (In Turkish)
- Seyitoğlu, G., and Esat, K. 2022a. The active fault pattern based on morphotectonic and structural data in the south of Ulubat Lake and Susurluk valley along the southern branch of North Anatolian Fault Zone: A criticism of the bend model in northwest Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*. DOI: 10.3906/yer-2112-25.



- Seyitoğlu, G., and Esat, K. 2022b. Uludağ extensional metamorphic core complex: preliminary field observations. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*. DOI: 10.19111/bulletinofmre.1029034.
- Seyitoğlu, G., Tunçel, E., Kaypak, B., Esat, K., and Gökaya, E. 2022. The Anatolian Diagonal: a broad left lateral shear zone between the North Anatolian Fault Zone and the Aegean / Cyprus arcs. *Geological Bulletin of Turkey*. DOI: 10.25288/tjb.1015537.
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., İnci, U., Ersoy, E.Y., Koçer, T., Demirtaş, R., and Özkaymak Ç., 2008. Evidence for a kinematically linked E-W trending İzmir Fault and NE-trending Seferihisar Fault: Kinematic and paleoseismological studies carried out on active faults forming the İzmir Bay, western Anatolia. *Geological Bulletin of Turkey*, 51, 91-114.
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Özkaymak, Ç., Uzel, B., Güler, T., and Eski, S. 2016a. Kinematic analysis and palaeoseismology of the Edremit Fault Zone: evidence for past earthquakes in the southern branch of the North Anatolian Fault Zone, Biga Peninsula, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 28, 273-294.
- Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Uzel, B., Sümer, Ö., Eski, S., and Tepe, Ç. 2016b. Palaeoseismology of the Havran-Balıkesir Fault Zone: evidence for past earthquakes in the strike-slip dominated contractional deformation along the southern branches of the North Anatolian fault in northwest Turkey. *Geodinamica Acta*, 28, 254-272.
- Sözbilir, H., Çakır, R., Eski, S., Duran, İ., Utku, M., and Akgün, M. 2020. 22Ocak 2020 Akhisar depremleri ve bölgenin sismotektoniği ön raporu. Dokuz Eylül Üniversitesi Deprem Araştırma ve Uygulama Merkezi. DOI:10.13140/RG.2.2.19179.49448.
- Sümer, Ö., Uzel, B., Özkaymak, Ç., and Sözbilir, H. 2018. Kinematics of the Havran-Balıkesir Fault Zone and its implication on geodynamic evolution of the southern Marmara region, NW Anatolia. *Geodinamica Acta*, 30, 306-323.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., and Kuşçu, İ. 1992. *Active Fault Map of Turkey*. Ankara, Turkey: General Directorate of Mineral Research and Exploration.
- 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.
- Şengör, A.M.C. 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society London Special Publication, 28, pp 575-589.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., and 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, 37, pp 227-264.
- Tan, O., Tapırdamaz, M.C., and Yörük, A. 2008. The Earthquake Catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 405-418.
- Taşgın-Koç, C., Türkmen, İ., and Diniz-Akarca C., 2018. Syn-sedimentary deformation structures in the Early Miocene lacustrine

- deposits, the basal limestone unit, Bigadiç basin (Balıkesir, Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 156, 69-88.
- Tepe, Ç., Sözbilir, H., Eski, S., Sümer, Ö., and Özkaymak, Ç. 2021. Updated historical earthquake catalog of İzmir region (western Anatolia) and its importance for the determination of seismogenic source. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30, 779-805.
- Ulamış, K., and Kılıç, K. 2020. Possible failure conditions of the landslides in Karabağlar (İzmir). *Journal of Geological Engineering*, 44, 67-78.
- Ulugergerli, E.U., Seyitoğlu, G., Başokur, A.T., Kaya, C., Dikmen, U., and Candansayar, M.E. 2007. The geoelectrical structure of Northwestern Anatolia, Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 164, 999-1026.
- Uzel, B. 2016. Field evidence for normal fault linkage and relay ramp evolution: the Kırkağaç Fault Zone, western Anatolia (Turkey). *Geodinamica Acta*, 28, 311-327.
- Uzel, B., and Sözbilir, H. 2008. A first record of a strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implication: The Cumaovası basin. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559-591.
- Uzel, B., Sözbilir, H., and Özkaymak, Ç. 2012. Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in western Anatolia: The Inner Bay of İzmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 439-471.
- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Kaymakçı, N., and Langereis, C.G. 2013. Structural evidence for strike-slip deformation in the İzmir-Balıkesir transfer zone and consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey). *Journal of Geodynamics*, 65, 94-116.
- Yaltrak, C., İşler, E.B., Aksu, A.E., and Hiscott, R.N. 2012. Evolution of the Bababurnu Basin and shelf of the Biga Peninsula: Western extension of the middle strand of the North Anatolian Fault Zone, Northeast Aegean Sea, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 57, 103-119.
- Yılmaz, M., and Koral, H. 2007. Neotectonic features and geological development of the Yenişehir basin (Bursa). İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 20, 21-32.



## Görüntü İşleme Yöntemlerinin Jeofizik Haritalara Uygulanması: Arkeoloji Jeofiziği Alanından Örnekler

### *Application of Image Processing Methods to Geophysical Maps: Examples From Archaeogeophysical Investigations*

ŞERİF MURAT GÖLEBATMAZ<sup>1\*</sup> , İRFAN AKCA<sup>1</sup> ,

<sup>1</sup> Ankara Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Ankara, Türkiye

Geliş (*received*): 15 Ekim (*October*) 2021 Kabul (*accepted*): 8 Nisan (*April*) 2022

#### ÖZ

Uygulamalı jeofizik yöntemler ile belirli bir fizik parametresinin yerdeki dağılımına bağlı olarak yer içinin olanaklı en net görüntüsü elde edilmeye çalışılır. Bu amaçla farklı fizik ilkelerine dayanan yöntemlerle yapılan ölçümlere ait veriler, çeşitli veri işlem adımlarından geçirilerek kesit, harita ve modeller halinde görsel veya sayısal olarak sunulurlar. Yöntemlerin ve sayısal işlemlerin doğası gereği son adımda sunulan sonuçlarda yalancı belirtiler, asıl belirtiyi örten gürültüler ve bozulmalar görülebilir. Bu sorunu aşmak ve jeofizik haritaların yorumlanmasını daha kolay hale getirmek için görüntü işleme yöntemlerinden faydalanılabilir. Görüntü işleme giderek gelişen ve uygulama alanları sürekli genişleyen bir alandır. Bu çalışmanın konusu, görüntü işleme yöntemlerinin jeofizik harita ve görüntülerin iyileştirilmesi için kullanılmasını kapsamaktadır. Çok sayıda görüntü işleme yöntemi arasından, histogram işlemleri, dönüşüm fonksiyonları, yerel gürültü giderme araçları, yerel olmayan ortalama süzgeci, yapay sinir ağları, netleştirme algoritmaları ve morfolojik süzgeçler genel olarak tanıtılmış ve yakın yüzey jeofizik araştırmalardan elde edilen görüntülere uygulanarak sonuç ve etkinlikleri tartışılmıştır. Uygulama açısından daha belirgin sonuçlar üreteceğinden, çizgisellik ve yapısal unsurlar içeren arkeoloji jeofiziği çalışmalarına ait jeofizik sonuçlar tercih edilmiştir. Görüntü işleme yöntemlerin hepsi farklı amaçlara yönelik kullanışlı olsalar da özellikle yerel olmayan ortalama süzgeci ve yapay sinir ağlarının gürültü giderme konusunda oldukça başarılı olduğu dikkat çekmiştir. Histogram düzenleme işlemleri ve morfolojik süzgeçler ise bir arka plan üzerinde belirtileri ortaya çıkarmak için oldukça kullanışlıdır.

**Anahtar Kelimeler:** Arkeoloji Jeofiziği, Elektrik Özdirenç Tomografisi, Görüntü İşleme, Yer Radarı

**ABSTRACT**

*In applied geophysics methods, it is attempted to obtain the clearest possible image of the subsurface, based on the distribution of a certain physical parameter. For this purpose, measured data related with different physical principles are processed and presented visually or numerically in the form of sections, maps and models. Due to the nature of the applied geophysical methods and numerical processes, artefacts, noise, and distortions blocking the actual anomaly may be observed in the presented results. Image processing methods can be used to overcome this problem and to make geophysical maps easier to interpret. Image processing is a field of study that is gradually improving, and the areas of application are widening continuously. The subject of this study covers the use of image processing methods for the improvement of geophysical maps and images. Among many image processing methods, histogram operations, transformation functions, local noise removal tools, non-local mean filtering, artificial neural networks, sharpening algorithms and morphological filters are briefly introduced and applied to images obtained from near surface geophysical surveys and their results and effectiveness are discussed. Geophysical results of archaeological geophysics studies including linear and structural elements have been preferred for the demonstration of applications, since they will produce more significant results. Although all the methods are useful for different purposes, it has been noted that especially the non-local mean filter and artificial neural networks are quite successful in noise removal. Histogram editing operations and morphological filters are very useful for distinguishing anomalies from a background.*

**Keywords:** Archaeological Geophysics, Electrical Resistivity Tomography, Image Processing, Ground Penetrating Radar

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.1006057>

\*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: smgolebatmaz@ankara.edu.tr

**GİRİŞ**

Jeofizik yöntemlerin uygulanması ile elde edilen veriler işlenerek elde edilen sonuçlar, harita (x-y), derinlik kesiti (x-z) veya üç-boyutlu model (x-y-z) olarak sunulabilir. Burada, verinin nasıl bir geometri ile hangi jeofizik yöntem kullanılarak, ne yoğunlukla toplandığının yanı sıra çalışmadan elde edilmesi beklenen ayrımlılık da belirleyicidir. Görsel sunumlarda sayılan geometrik gösterimlerin farklı birleşimleri, ya da bunlardan türetilen başka görüntüleme yöntemleri (izoyüzey gibi) de kullanılır. Jeofizik veriler ilgili fiziksel parametrenin dolaylı ölçümünden elde edilir. Bunun yanı sıra verilerin değerlendirilmesi

sonucunda eşdeğer modeller üretilebileceğinden, karar adımında bir yorum süreci gereklidir. Önemli kararların alındığı bu aşamada jeofizik model veya görselin istenmeyen etkilerden arındırılmış ve olanaklı olan en net haline getirilmiş olması yorumcunun işini kolaylaştıracak, karar alma sürecini iyileştirecektir. Bu nedenle jeofizik verinin anlamlı hale getirilmesini sağlayan temel veri işlem ve sayısal yöntemlerden (süzgeçleme, genlik düzeltme, ters-çözüm vd.) hariç olmak üzere çeşitli aşamalarda görüntü işleme yöntemlerinin kullanılması akılcı bir yoldur.

Görüntü işleme tekniklerinin jeofizikte uygulamaları ile ilgili literatürde çalışmalar bulunmaktadır. Bunlar başlıca potansiyel alan yöntemlerindeki uygulamaları kapsamaktadır (Örneğin Lili vd. 2005). Morozov ve Smithson (1996) histogram dengeleme tekniğini sismik sinyallere uygulamıştır. Bergeron ve Yuen (2000) dalgacık dönüşümü ile üç boyutlu sismik verilerde baca tipi yapıların ayrıştırılabilmesini sağlamıştır. Al-Nuaimy ve diğ. (2000) ile Carter ve Lines (2001) tarafından geliştirilen görüntü işleme algoritmaları, sismik ve elektrik öz direnç kesitlerinde fay yapılarının otomatik olarak belirlenmesini sağlamıştır. Fayların haritalanması amacıyla jeofizik görüntülere görüntü işleme araçlarının uygulandığı diğer çalışmalar için Demanet vd. (2001) ve Nguyen vd. (2005) örnek verilebilir. Büyüksaraç vd. (2008) Türkiye Afyonkarahisar bölgesinde yürüttükleri çalışmada topladıkları manyetik verilerin işlenmesi sırasında faz-temelli kenar belirleme algoritmalarından faydalanmışlardır. Panagiotakis vd. (2011) jeofizik görüntülerdeki çizgisellikleri belirleyen bir algoritma üzerinde çalışmış ve sonuçlarını yapay ve gerçek kesitler üzerindeki uygulamalar ile tartışmışlardır. Arısoy ve Dikmen (2014) manyetik belirti haritalarının iyileştirilmesi için histogram eşitleme yöntemini kullanmışlardır. Kenar belirleme veya yapısal sınırların belirginleştirilmesi amacıyla Arısoy ve Dikmen (2015) kesirli türevler yaklaşımlarını uygulamışlardır. Wu ve Hale (2016) üç boyutlu sismik görüntülerde fayların otomatik olarak belirlenebilmesi için görüntü işleme yöntemlerinden faydalanmışlardır. Fay yapılarının otomatik olarak belirlenmesine bir başka örnek, Qi vd. (2019) tarafından, sismik nitelikler üzerinde görüntü işleme tekniklerinin uygulanmasıyla gerçekleştirilmiştir.

Jeofizik çalışmaların önemli bir bölümünün çok disiplinli olması nedeni ile sonuç olarak sunulan görsellerin, farklı disiplinlerden araştırmacı ve ilgililerce de daha kolay anlaşılabilir olması

beklenen bir durumdur. Jeofizik görüntülerin aranan hedef yapı ile kolayca ilişkilendirilebilir hale getirilebilmesi bu anlamda da gerekli ve önemlidir. Böyle durumlarda görüntü işleme araçları, haritalarda önemli kısımların belirginleştirilmesi, ilgilenilmeyen kısımların ise bastırılması amacıyla kullanılabilir. Sözü edilen görüntü işleme araçları, doğrudan ters çözüm sonucuna veya işlenmiş verinin kendisine uygulanabileceği gibi parametre düzeyi sayısal görüntüye dönüştürülerek (0-255 veya 0-1 arasında değişen değerler arasında ölçeklendirilerek) de bu işlem yapılabilir.

Bu çalışmada arkeolojik alanlarda yürütülen jeofizik çalışmalardan elde edilen jeofizik haritalar, farklı görüntü işleme araçları kullanılarak iyileştirilmeye çalışılmıştır. Görüntü histogramının amaca yönelik olarak yeniden düzenlenmesine örnek verilmiş, dönüşüm fonksiyonlarının nasıl kullanılabileceğine değinilmiştir. Görüntü işleme uygulamalarında, görüntü giderme amacıyla sıklıkla kullanılan Gaussian süzgeci ve benzeri süzgeçler tanıtılıp bunların jeofizik haritalar üzerinde nasıl kullanılabileceği üzerinde durulmuştur. Ayrıca sözü edilen süzgeçlere alternatif olarak üretilmiş yerel olmayan ortalama (NLM) süzgecinin ne gibi avantajları olabileceği tartışılmış, görüntülerde görüntü giderme amacıyla yapay zekanın kullanımına bir örnek verilmiştir. Bunlardan başka bazı görüntü netleştirme algoritmalarına değinilmiş ve son olarak, görüntünün içerisindeki farklı yapıları ayırt etmeyi kolaylaştıran morfolojik süzgeçler arasından şapka süzgecinin (top-hat filter) jeofizik harita üzerinde örnek bir uygulaması verilmiştir.

## MATERYAL VE METOT

Görüntüler sayısal ortamda iki boyutlu dizeyler olarak kaydedilirler. Piksel, en küçük görüntü birimi olup, görüntüyü oluşturan dizeyin tek bir elemanı ile temsil edilir. Bu elemanın dizey içindeki konumu koordinat bilgisine, elemanın



skaler büyüklüğü ise “yeğinlik” (*intensity*) değerine karşılık gelmektedir. Görüntüler özünde iki boyutlu dizeler olduğundan görüntü işleme, temelde iki boyutlu sinyal işleme uygulamasıdır. Bu çalışmada görüntü işleme yöntemleri elektrik özdirenç ve yer radarı yöntemiyle elde edilmiş haritalar üzerinde uygulanmıştır.

Doğru akım özdirenç (DAÖ) özellikle sığ araştırmalar için çok kullanılan jeofizik yöntemlerden birisidir (örn. Overmeeran and Ritsema 1988, Dahlin 1996, Candansayar ve Başokur 2001, Akca vd. 2019). DAÖ yönteminin uygulanması tipik olarak iki akım elektrotundan akım verilmesi ve iki gerilim elektrotundan oluşan gerilim farkı değerlerinin okunması esasına dayanır Aynı jeolojik durumda farklı elektrot dizilimleri için farklı görünür özdirenç değerleri hesaplanmaktadır. Başlangıçta uygulamalar ölçülen verilerin doğrudan yorumlanmasıyla yapılırken artık iki ve üç boyutlu veri toplama ve ters çözüm işlemleriyle daha güvenilir sonuçlar elde edilebilmektedir. Günümüzde DAÖ yönteminde veri toplama genellikle çok elektrotlu cihazlarla yapılmaktadır.

Yer radarı yöntemi, yakın yüzey araştırmaları için kullanılan yüksek frekanslı elektromanyetik ilkeyle çalışan bir jeofizik yöntemdir. Yakın yüzey tanımı, yapı araştırmalarından derin yeraltı suyu ve maden araştırmalarına kadar değişir (0-90m). Bir yer radarı sistemi alıcı, verici ve kayıtçıdan oluşur. Verici anten yeraltına yüksek frekansta elektromanyetik dalgalar gönderir. Gönderilen sinyal yer içinde gömülü bir nesneye veya dielektrik sabiti farklılaşan katmanların sınırlarına rastladığında yansıyarak geri döner ve alıcı anten ile kayıt birimi tarafından kaydedilir. Kayıt edilen izlere “radar izi” denmektedir. Bir profil boyunca tüm ölçü noktalarındaki radar izleri, profil üzerindeki konumları ile sıralanarak iki boyutlu radar kesitleri veya radargramlar elde

edilir. Paralel hatlar boyunca oluşturulan radargramlardan aynı derinlik seviyesine karşılık gelen noktaların birleştirilmesiyle yer radarı haritaları ya da derinlik dilimleri elde edilir. Yer radarı yöntemi arkeolojik alanlarda uzun süredir kullanılmaktadır (Goodman, 1994; Zhao 2013). Ayrıca çevre araştırmalarında (Brewster ve Annan 1994), jeolojik yapı araştırmalarında (Jol 1996) ve daha pek çok alanda uygulamaları vardır.

Bu çalışmada jeofizik haritaların iyileştirilmesi için görüntü işleme araçları kullanılmıştır. Kullanılan haritalar Patara (Kaya vd., 2018) ve Side (Akca vd., 2019) antik şehirlerinde yürütülen jeofizik araştırmaların sonuçlarından alınmıştır. Bu çalışmada kullanılan görüntü işleme araçları başlıca: görüntü içindeki piksellerin değerlerini ölçeklendirmeyi amaçlayan histogram işlemleri; piksellere ya da parametre değerlerine doğrusal veya doğrusal olmayan bir dönüşüm fonksiyonunun uygulanması; her piksel değerinin komşuluğundaki pikseller ile ağırlıklandırılarak yeniden hesaplanmasına yarayan yerel görüntü iyileştirme araçları, yerel gürültü giderme araçlarının bazı zayıflıklarından kurtulmak amacıyla geliştirilmiş yerel olmayan ortalama süzgeci; günümüzde oldukça yaygınlaşmaya başlayan yapay zeka konusunun gürültü giderme amaçlı bir uygulaması; gürültü giderme işlemlerinden farklı olarak görüntüdeki yuvarlatma etkisini gidermeyi amaçlayan bazı netleştirme algoritmaları ve görüntüdeki yapısal özelliklerin belirginliklerinin değiştirilmesi için kullanılan morfolojik süzgeçler olarak sıralanabilir.

### Histogram işlemleri

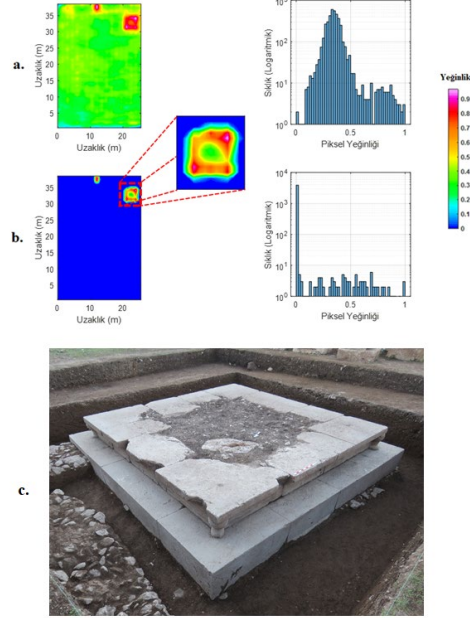
Bir görüntünün histogramı, görüntü içerisindeki farklı piksel yeğinliklerinin sıklığını veya dağılımını vermektedir. Matematiksel olarak, gri-seviye bir görüntünün histogramı

$$h(k) = n_k \quad (k = 0,1, \dots, 255) \quad (1)$$

şeklinde tanımlanabilir. Burada  $k$  piksel yeşinliğini,  $n_k$  ise yeşinliği  $k$  olan piksellerin sayısını vermektedir. Bir görüntünün histogramını farklı şekillerde düzenleyen birçok hazır algoritma bulunmaktadır. Histogram eşitleme ve histogram dengeleme algoritmaları bunların en yaygın olarak kullanılanlarıdır. Histogram eşitleme işlemi kısaca görüntünün histogramını yaklaşık düz bir hale getirerek kontrastı artırmayı amaçlar, bazı histogram dengeleme algoritmalarıyla görüntü histogramı yaklaşık olarak Gaussian fonksiyona benzeyecek şekilde düzenlenebilir (Morozof ve Smithson, 1996; Chen ve Ramli, 2003). Bunun yanında kullanıcı tarafından amaca yönelik olarak bir histogram düzenleme algoritmasının tasarlanması da oldukça kolaydır.

Bu çalışmada, uygulamanın amacına yönelik olarak histogram düzenleme işleminin etkisine dair örnekler verilmiştir. Örnekte kullanılan görüntü, Patara antik kentinde ölçülen doğru akım özdirenç verilerinin üç-boyutlu ters çözümünden elde edilmiş özdirenç haritasıdır (Şekil 1a). Kentin agorasında 2018 yılında gerçekleştirilen çalışmada yaklaşık 50 cm derinlikte 4m x 4m boyutlarında oldukça düzgün geometri bir belirti tespit edilmiştir. Bölgede yapılan kazı sonucunda bu belirtinin, tam olarak beklenen derinlikte ve aynı boyutlarda anıtsal bir yapının kalıntısına ait olduğu görülmüştür (Kaya vd.,2018). Ölçümler kullanılarak üretilmiş model ile gerçek yapı arasındaki tek fark, modeldeki belirtinin aksine kazıda ortaya çıkan yapının içinin boş olmasıdır. Aslında yapının içinin boş olduğu bilgisi sunulan haritada bulunmaktadır. Ancak ilgilenilen yapının, görüntü histogramında temsil edildiği renk aralığının çok dar olması bu bilginin ortaya çıkmasını engellemiştir. Burada sunulan elektrik özdirenç parametresinin yanal değişimi histogram düzenlemesi ile daha

belirgin hale getirilmiş bu sayede daha çok ayrıntı ayırt edilebilir bir kontrasta kavuşmuştur.



**Şekil 1.** a. Patara antik kenti agorasında elde edilen özdirenç derinlik haritası ve görüntü histogramı b. aynı haritanın histogram düzenleme uygulanmış hali ve yeni histogramı c. Çalışma alanında yapılan kazıda ortaya çıkarılan anıtsal yapı kaidesi

**Figure 1.** a. Resistivity depth slice and its image histogram from the agora of the ancient city of Patara b. same resistivity map after histogram adjustment along with the image histogram and c. monumental structure basement unearthed after the excavation in study area

Şekil 1a'da görülen görüntü Patara bölgesinde yapılan DAÖ çalışmaları (Akca, 2018) sonucu elde edilen haritalardan birinin piksel yeşinlikleri 0-1 arasında değişen bir görüntüye dönüştürülmesiyle oluşturulmuştur. Görüntünün oluşturulduğu harita Patara antik kentinin agorasında yapılan ölçümlerle elde edilmiştir. Bu bölgede herhangi bir yapı bulunması beklenmezken kontrol amaçlı yapılan bir çalışmada, görüntüden de

seçilebileceği gibi yaklaşık 16 m<sup>2</sup> büyüklüğünde ve 50 cm derinliğinde oldukça düzgün geometri bir yapı belirlenmiştir. Daha sonra bölgede gerçekleştirilen kazıda bu belirtinin tam da tahmin edilen boyutlarda ve derinlikte bulunan ve agoranın ortasında anıtsal bir yapının temeli olduğu ortaya çıkmıştır (Şekil 1c). Şekil 1a'daki görüntünün histogramının düzenlenmiş bir hali Şekil 1b'de görülmektedir. Burada yapının içinin boş olduğu net bir şekilde fark edilmektedir. Burada ilgilendiğimiz yapıyı içeren piksellerin yüksek yeğlilikli oldukları düşünülmüş, bu nedenle 0.60 ve daha küçük yeğlilikteki pikseller sıfıra eşitlenip geriye kalan kısım 0 ve 1 arasında ölçekleme yoluna gidilmiştir. Görüntülerin histogram grafikleri karşılaştırılırsa, işlenmiş olan görüntünün histogram grafiğinde, görüntünün arka planını oluşturan sıfır değerli piksellerin en fazla sayıda olduğu, diğer değerlerin ise grafikteki sütunlar yaklaşık düz bir çizgiyi andıracak şekilde yeniden düzenlendiği görülebilir (Gölebatmaz, 2020).

Görüntülerin histogramları üzerinde düzenlemeler yapmak için dönüşüm fonksiyonlarından da faydalanılabilir. Jeofizik haritalar, farklı dönüşüm fonksiyonları ile dönüştürülerek verinin görselleştirilmesi için çeşitli denetimler yapılabilir. Söz gelimi parametre dağılımını olduğu gibi çizdirmek bazı ayrıntıların kaybolmasına sebep olabilir. Bunun sebebi görüntü histogramının küçük bir aralığa sıkışması ve karşıtlığın (*kontrast*) düşmesidir ki bu durum renk ölçeğinin oldukça küçük bir kısmının kullanılmasına sebep olur. Parametre değerlerinin logaritmaları çizdirilerek bu durumun üstesinden

gelinebildiği uygulamalar bulunmaktadır. Bu işlem logaritmik bir dönüşüm fonksiyonunun parametrelere (ya da piksellere) uygulanması ile eşdeğerdir. Logaritmik çizimler dışında, istenilen amaçlara göre dönüşüm fonksiyonları tasarlamak da mümkündür. Bir dönüşüm fonksiyonunun uygulandığı,

$$g(x, y) = T[f(x, y)]. \quad (2)$$

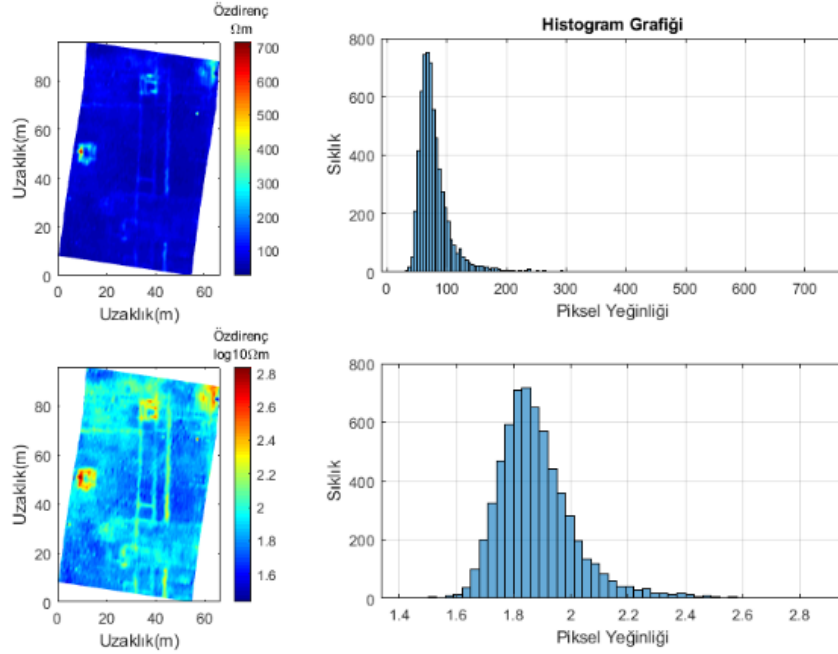
şeklinde ifade edilebilir. Eşitlik 2'de  $f(x, y)$  giriş görüntüsünü,  $g(x, y)$  dönüştürülmüş görüntüyü ve  $T$   $f(x, y)$  üzerinde uygulanan dönüşüm fonksiyonunu ifade eder. Eşitlik 2'yi her piksel için yeniden yazarsak,

$$s = T[r] \quad (3)$$

halini alır. Burada  $r$  orijinal piksel  $s$  ise dönüşüm sonrası elde edilen piksel değeridir (Marques, 2011).

Dönüşüm fonksiyonları, doğrusal veya doğrusal olmayan fonksiyonlar olabilir. Şekil 2'de logaritmik bir dönüşüm fonksiyonunun uygulaması verilmiştir. Burada kullanılan öz direnç haritası, Side antik kentinde yürütülen jeofizik çalışmadan alınmıştır (Akca vd. 2019).

Şekil 2a'da ters çözüm sonucu elde edilmiş parametreler (öz direnç) sağ tarafında histogram grafiğiyle birlikte herhangi bir değişiklik yapılmadan çizilmiştir. Histogram grafiğinden anlaşılabilir olduğu gibi parametre değerleri küçük bir aralığa sıkışmış bu da öz direnç haritasındaki belirtilerin görülmesini zorlaştırmıştır. Şekil 2b'de ise aynı parametrelerin logaritmalarının çizdirilmiş olması histogram grafiğini genişletmiş ve



**Şekil 2.** Side antik kentinde elde edilen özdirenç derinlik haritasının doğrusal (üstte) ve logaritmik (altta) parametre değerleri kullanılarak çizdirilmiş görüntüleri ve görüntü histogramları

**Figure 2.** Resistivity map from Side ancient city plotted using linear (top) and logarithmic (bottom) parameter values along with image histograms

haritadaki detayların görülmesini kolaylaştırılmıştır.

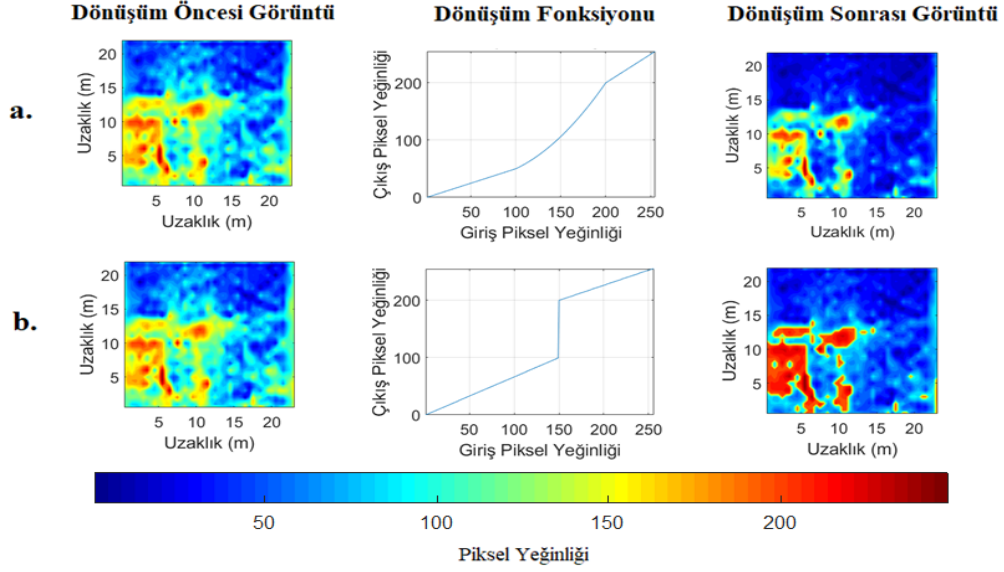
Şekil 3'de kullanıcı tanımlı dönüşüm fonksiyonlarının kullanımına örnekler görülmektedir. Bu fonksiyonlar her biri

$$s = c \cdot r + b \quad (4)$$

bağıntısı yardımıyla tanımlanmış birkaç doğrusal fonksiyonun birleştirilmesi ile tasarlanmıştır. Eşitlik 4'de  $r$  orijinal piksel değerini,  $s$  çıkış piksel değerini göstermekte,  $b$  ve  $c$  ise karşılığı kontrol eden parametreleri ifade etmektedir (Marques, 2011).

Şekil 3'deki görüntüler, Patara antik kentinde yürütülmüş jeofizik çalışmalar sonucu elde edilen üç boyutlu yer-elektrik modelinin 0.50 m derinliğinden alınmış bir derinlik kesitidir (Akca vd. 2019). Parametre değerleri 0-255 arası ölçeklendirilerek görüntüye dönüştürülmüştür.

Bizi ilgilendiren belirtilerin, yüksek özdirençli yani büyük piksel yeğİnliğine sahip olan bölgeler olduğunu düşündüğümüzden, dönüşüm fonksiyonlarını 200 ve üzeri yeğİnlikli piksel değerlerinin daha da belirginleştirmek amacıyla tasarlanmıştır. Şekil 3a'da yeğİnlikleri 0-100 arası olan pikseller 0-50 arasında yeniden ölçeklenmiş, 100-200 arası pikseller değer aralığı 50-200 arasında olan eğrisel bir fonksiyonla dönüştürülmüş, 200-255 arası pikseller ise aynen bırakılmıştır. Bu uygulama dönüştürülmemiş halinden daha net bir görüntü sağlamıştır. Şekil 3b'de ise 0-150 arası piksel değerlerini daha dar bir aralıkta ölçeklendiren 200-250 arasındaki pikselleri ise olduğu gibi bırakan bir dönüşüm fonksiyonu tasarlanarak öncekinden de açık belirtiler gözlemlemek amaçlanmıştır. Bu uygulamanın daha açık belirtiler gözlemlememizi sağladığı ortada olmakla birlikte dönüşüm fonksiyonları tasarlanırken amaca yönelik çok fazla



**Şekil 3.** Elektrik öz direnç parametresi kullanılarak oluşturulmuş bir görüntüye kullanıcı tanımlı iki farklı dönüşüm fonksiyonunun uygulanması

**Figure 3.** Applying two user defined transform functions to an image constituted from electrical resistivity parameters

uyarlama yapılması gerçekçi olmayan belirti haritalarının oluşmasıyla sonuçlanabileceği de unutulmamalıdır.

#### Gürültü giderme araçları

En temel gürültü giderme uygulamaları yerel görüntü işleme araçları kullanılarak yapılır. Yerel görüntü işleme araçları her piksel değerini komşuluğundaki piksellerin değerleri kullanılarak yeniden hesaplamaya dayanır. Bunlar genel olarak, gürültü giderme, keskinleştirme, kenar belirleme gibi görüntü işleme amaçlarıyla kullanılırlar. Belirli bir amaç için tasarlanmış evrişim çekirdeği  $h$  ve sayısal görüntü  $f$  ile gösterilmek üzere, süzgeçlenmiş görüntü  $g$ ,

$$g(n_1, n_2) = \quad (5)$$

$$\sum_{i=-\infty}^{\infty} \sum_{j=-\infty}^{\infty} h(i, j) f(n_1 - i, n_2 - j)$$

bağıntısı ile bulunur. Görüntülerdeki gürültüleri gidermek için tasarlanmış bazı ön tanımlı süzgeçler bulunmaktadır. Bu süzgeçler doğrudan parametre değerleri üzerinde veya parametreler kullanılarak oluşturulan görüntülerdeki gürültüleri gidermek için de kullanılabilir. Bu bölümde bilinen bazı evrişim süzgeçleri ile doğrusal olmayan bir işlem olan medyan süzgeci tanıtılacak ve uygulama örnekleri verilecektir.

Ortalama süzgeç gürültü giderme amacı için tasarlanabilecek en basit süzgeçtir. Bu süzgecin temel amacı her pikselin komşuluğundaki piksellerin ortalaması alınarak aralarındaki farkın en aza indirilmesidir. Ortalama süzgecin evrişim çekirdeği,



$$h = \begin{bmatrix} 1/9 & 1/9 & 1/9 \\ 1/9 & 1/9 & 1/9 \\ 1/9 & 1/9 & 1/9 \end{bmatrix}$$

ile verilir.

Gaussian süzgeç belki de en bilinen gürültü giderme süzgeci olup görüntüyü bulanıklaştırma etkisi vardır. Gaussian süzgecin evrişim çekirdeği tahmin edilebileceği üzere Gaussian fonksiyon ile hesaplanır. Bir ve iki boyutlu Gaussian fonksiyonu

$$G_{1D}(x; \sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} \quad (6)$$

$$G_{2D}(x, y; \sigma) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} e^{-\frac{x^2+y^2}{2\sigma^2}}$$

şeklinde verilir. Eşitlik 6 sırasıyla x ekseninde tanımlı standart sapması  $\sigma$  olan bir boyutlu Gaussian fonksiyon ile x ve y eksenlerinde tanımlı standart sapması  $\sigma$  olan iki boyutlu bir Gaussian fonksiyonunu tanımlamaktadır.

Örnek olması açısından  $3 \times 3$  boyutlarında, standart sapması 0.5 olan Gaussian süzgecin çekirdeği

$$h = \begin{bmatrix} 0.0113 & 0.0838 & 0.0113 \\ 0.0838 & 0.6193 & 0.0838 \\ 0.0113 & 0.0838 & 0.0113 \end{bmatrix}$$

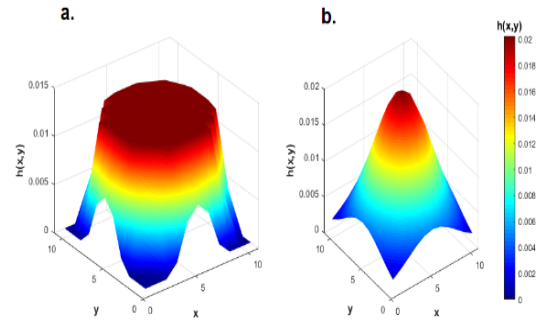
şeklinde verilir.

Evrişim çekirdeğinden de anlaşılacağı gibi Gaussian süzgeçte her piksel komşuluğundaki piksel değerlerine göre yeniden hesaplanır ancak bu kez her komşu pikselin katkısı ağırlıklandırılmaktadır. En büyük ağırlık katsayısını pikselin kendi değeri alırken, çapraz komşulukların ağırlıkları ise en küçük ağırlık değerini alır.

Bir başka yaygın kullanılan süzgeç ise disk süzgecidir. Aslında disk süzgeci Gaussian süzgeçle benzer şekilde çalışır, sadece Gaussian süzgecin çan benzeri şekline karşılık

disk süzgeç daire ya da elips şekline sahiptir. Şekil 4'de iki boyutlu disk ve Gaussian süzgecinin evrişim çekirdekleri görülmektedir.

Sözünü edeceğimiz son yerel işleç ise medyan (orta değer) süzgeç olacaktır. Medyan süzgeç görüntülerde gürültüleri kaldırmak için kullanılabilecek doğrusal olmayan yöntemlerden birisidir. Medyan süzgeç, görüntüden yüksek frekanslı gürültüleri ayıklarken, daha önce sözü edilen süzgeçlerden farklı olarak kenarları muhafaza etmek konusunda daha başarılıdır. Bu süzgeç her piksel değerinin komşuluğundaki piksellerin değerlerine göre yeniden hesaplanmasını esas alır. Medyan süzgecin nasıl çalıştığını daha iyi anlamak için Şekil 5 incelenebilir. Şekil 5a'da kırmızı dikdörtgen alanın merkezindeki pikselin değeri (23) dikdörtgen alanın içindeki bütün piksel değerlerinin orta değeri alınarak yeniden hesaplanmıştır, bu da 25 değerine karşılık gelmektedir.



**Şekil 4.** İki-boyutlu a. disk ve b. Gaussian süzgecinin çekirdekleri

**Figure 4.** Two-dimensional kernels of a. disk and b. Gaussian filter

Yukarıda sözü edilen süzgeçlerin öz direnç haritası üzerindeki etkisi Şekil 6'da görülebilir. Burada kullanılan süzgeçler genel olarak yuvarlatıcı süzgeçler şeklinde adlandırılabilir. Bütün süzgeçler doğrudan parametre değerlerine uygulanmıştır ve hepsi için  $3 \times 3$ 'lük

pencere genişliği kullanılmıştır. Gaussian süzgeç için kullanılan standart sapma değeri 0.6 olarak atanmıştır. Bütün süzgeçler yapı sınırlarının keskinliğinde belirli bir ölçüde kayba sebep olmakla birlikte gürültü azaltma etkisi göstermişlerdir. Şekil 6'daki sonuçlar incelenirse ortalama süzgecin diğerlerine göre daha fazla bulanıklaştırma etkisi gösterdiği görülebilir. Medyan ve disk süzgeçleri ise yüksek frekanslı gürültüleri bastırmada etkili olurken yapı sınırlarını da kısmen korumuşlardır. Son olarak Gaussian süzgeç ile arka plan iyi ölçüde gürültüden arındırılmış ve neredeyse tüm yapıların sınırlarının da iyi ölçüde korunmuştur. Gaussian süzgecin bu uygulama için aralarında en iyi sonucu verdiğini söyleyebiliriz. Buraya kadar dört farklı yerel süzgeç, bir öz direnç haritasına uygulanmıştır.

a.					b.				
10	15	17	21	24	10	15	17	21	24
12	16	20	25	99	12	16	20	25	27
15	22	23	25	45	15	22	25	25	45
18	37	36	39	11	18	37	36	39	11
34	2	40	41	47	34	2	40	41	47

**Şekil 5.** Medyan süzgeç uygulandıktan sonra piksel yeşinliklerinin değişimi

**Figure 5.** Variation of pixel intensities after applying the median filter

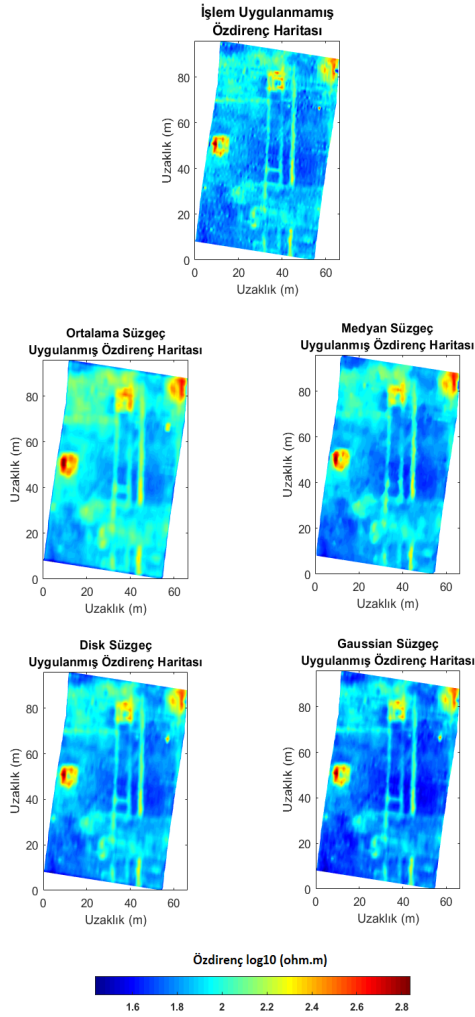
Gözden kaçırılmaması gereken bir nokta, kullandığımız öz direnç haritalarının, yapılan öz direnç çalışmaları sonucunda elde edilmiş, belirli bir hacim içerisindeki parametre kümesinin, bir derinlik seviyesinden alınmış kesitinden oluşmasıdır.

Bu haritalar üzerinde uyguladığımız süzgeçler parametre değerlerini buldukları derinlikte kendisine komşu diğer parametrelerle ilişkilendirmekle birlikte üst ve alt seviyedeki komşularıyla herhangi bir ilişkilendirme yapmamaktadır. Eğer daha tutarlı bir

süzgeçleme işlemi yapılmak isteniyorsa üç boyutlu süzgeçler kullanılabilir ve böylece parametreler bir üst ve bir alt seviyeden komşuluklarıyla da ilişkilendirilmiş olur.

Üç boyutlu yerel süzgeçlemeye örnek olarak Şekil 7 incelenebilir. Burada Patara antik kentinde yürütülen yer radarı çalışmalarından (Akca vd. 2019, Akca ve Gölebatmaz, 2021) elde edilen görüntüler kullanılmıştır. Radar verilerinin işlenmesi ile elde edilen veri hacminden (440x474x256 boyutunda bir dizey) 8 farklı derinlik seviyesine karşılık gelenler kullanılarak bir model oluşturulmuştur. Burada gösterim için bu seviyelerden üçü alınmıştır. Şekil 7a'da farklı derinlik seviyeleri için oluşturulan radar görüntüleri görülmektedir. Şekil 7b'de bu görüntülerin iki boyutlu ortalama süzgeç uygulanmış halleri, Şekil 7c'de ise görüntülerin üç boyutlu ortalama süzgeç uygulanmış halleri görülmektedir. Görüntülerin oluşturulduğu parametreler esasında bir prizma hacmi içerisinde dağılmış olduklarından, üç boyutlu bir süzgeç kullanmanın üstünlükleri olacağı ortadadır. Bu durum Şekil 7b ve şekil 7c'deki ilk seviyeleri incelendiğinde görülebilir. Kullandığımız işlem uygulanmamış görüntülerde ilk seviye yüksek oranda gürültü içermektedir ve iki boyutlu bir ortalama süzgeç uygulandığında sadece bu seviyenin pikselleri arasında bir ağırlıklandırma yapılacağından gürültü giderme işlemi sınırlı kalacaktır. Oysa şekil 7c'nin ilk seviyesinde, daha aşağı seviyelerdeki yapıların izleri daha kolay seçilebilir. Bunun sebebi ağırlıklandırma işleminin sadece o seviyenin görüntüsü ile sınırlı kalmayıp piksellerin alt seviyedeki komşularıyla da ağırlıklandırılmış olmasıdır.

Gürültü gidermenin amacı görüntülenen görüntüde (veya gözlenen veride) meydana gelen istenmeyen etkilerin giderilmesidir. Yerel görüntü işleme işlemleri bu amaçla kullanılabilirken birlikte bu süzgeçler görüntüyü yumuşatırken bazı ayrıntıların

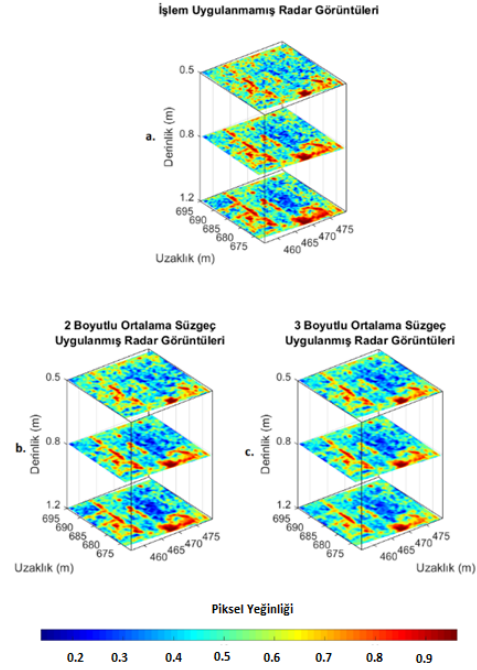


**Şekil 6.** Yuvarlatıcı etkiye sahip dört süzgecin özdirenç haritasına uygulanması

**Figure 6:** Applying four different image smoothing filter to a resistivity map

kaybolmasına yol açarlar. Bunun sebebi bu süzgeçlerin her pikselin yeni değerini komşuluğundaki piksellerin değerlerinin ortalamalarını kullanarak hesaplamaları dolayısıyla gürültüyle birlikte yapı sınırları gibi yüksek frekanslı diğer bileşenlerin de kaybedilmesidir.

Yerel işlemler için yapı sınırları ile gürültü arasında bir fark olmayışı yerel işlemlerin gürültü giderme özelliklerini korurken bulanıklaşma etkisini de en aza indirecek



**Şekil 7.** İki- ve üç-boyutlu ortalama süzgecin işlenmiş yer radarı veri hacmine uygulanması

**Figure 7.** Application of two and three-dimensional mean filter to the processed GPR data volume

yöntemler aranması ihtiyacına yol açmıştır. Bu yöntemlerden biri olan yerel olmayan ortalamalar algoritması Baudes (2005) tarafından ortaya atılmıştır. Yerel olmayan ortalamalar (NLM) algoritmasının temel prensibi her piksel değerinin, bütün piksellerden (ya da seçilen büyüklükte bir pencere içinde kalan piksellerden) gelen ağırlıklarla yeniden hesaplanmasıdır. Ağırlıklar piksellerin yerel komşulukları arasındaki benzerliğe göre belirlenir (Sarker vd., 2012). Böylece gürültü giderme işlemi sırasında

yapısal sınırlar korunmuş olur. Genel çerçevede bir görüntü matematiksel olarak:

$$v(p) = u(p) + n(p) \quad (7)$$

şeklinde ifade edilebilir. Burada  $v(p)$  gözlenen görüntü,  $u(p)$  orijinal görüntü ve  $n(p)$  gürültüyü göstermektedir. Gürültü giderme işlemleri ile  $n(p)$  görüntüden uzaklaştırılmaya çalışılırken  $u(p)$  olanaklı olduğu ölçüde korunmak istenir. Gürültü giderme işlemi için kullanılacak NLM algoritması ile:

- 1- Görüntü, her birinin merkezinde bir piksel bulunan ve boyutları kullanıcı tarafından belirlenen parçalara (patches) bölünür.
- 2- Her parça, yine kullanıcı tarafından bir alanın sınırları içerisinde kalan diğer parçalarla olan benzerlikleri ölçülerek karşılaştırılır ve benzerliklere göre ağırlık dizeyi oluşturulur. Birbirine benzer parçalardan gelen ağırlıklar diğerlerinden daha büyük olacaktır.
- 3- Ağırlık dizeyine göre yeni piksel değerleri hesaplanır.

Matematiksel olarak NLM algoritması,

$$NL[v](i) = \sum_{j \in I} w(i, j) v(j) \quad (8)$$

ile verilir. Eşitlik 8'de  $v = \{v(i) | i \in I\}$  ayrık gürültülü görüntü,  $\{w(i, j)\}_j$  ise  $i$  ve  $j$  pikselleri arasındaki benzerliğe dayalı ağırlık katsayılarıdır. Ağırlık katsayıları  $0 \leq w(i, j) \leq 1$  ve  $\sum_j w(i, j) = 1$  koşullarını sağlamalıdır (Baudes, 2005).

Ağırlık katsayılarının hesaplanması,

$$w(i, j) = \frac{1}{C(p)} \exp \left( - \frac{\|v(N_i) - v(N_j)\|_2^2}{h^2} \right) \quad (9)$$

eşitliği kullanılarak yapılır. Eşitlik 9'da  $\|v(N_i) - v(N_j)\|_2^2$  terimi,  $N_i$   $i$  pikselinin

merkezinde olduğu komşuluğu ve  $\| \cdot \|_2^2$

Öklidyen uzaklığı göstermek üzere, iki pikselin benzerliklerinin bir ölçütüdür.  $C(p)$  ise normalizasyon parametresi olup,

$$C(p) = \sum_j \exp \left( \frac{\|v(N_i) - v(N_j)\|_2^2}{h^2} \right) \quad (10)$$

ile verilir.

Eşitlik 9 ve 10'da  $h$  sönüm hızını kontrol eden üstel bir parametre olup süzgeç derecesi gibi davranır.

NLM süzgecinin etkilerini görmek için Şekil 8 incelenebilir. Algoritma Side antik kentinde Akca vd. (2019) tarafından yürütülmüş jeofizik araştırmadan elde edilmiş jeofizik haritalara uygulanmıştır. Jeofizik harita yaklaşık 90m x 60 m boyutlarında bir alanı kaplamaktadır. Harita 50cm derinliğe ait öz direnç dağılımını göstermektedir.

Bu haritanın NLM ile işlenmesi için kullanılan pencere büyüklüğü parametresi kare şekilli arama penceresini ifade eder. Harita 5x5 büyüklüğünde parçalara bölünmüş ve süzgeç derecesi 1 olarak seçilmiştir. Ayrıca kullanılan parametre dizeyi 72x88 boyutlarındadır.

Parça büyüklüğü ve süzgeç derecesi için farklı büyüklükler denenmiş ancak en iyi sonuçlar verilen değerlerle alınmıştır.

Şekil 8'de orijinal öz direnç haritasına karşılık farklı pencere büyüklükleri kullanılarak NLM ile gürültü giderme yapılmış öz direnç haritaları karşılaştırma amacıyla birlikte sunulmuştur. NLM süzgeci uygulanmış bütün sonuçların orijinale göre daha temiz görüldüğü ayrıca yapı sınırlarının da Gaussian süzgeç gibi yerel işlemlere kıyasla daha iyi korunduğu

söylenebilir. Pencere büyüklüğünün sonuca etkisini gözlemek amacıyla kırmızı kesik çizgilerle işaretlenmiş alanlara bakılabilir. Pencere büyüklüğü arttıkça, bu alanlardaki parlaklık giderek azalmış ve belirtiler giderek dala açık hale gelmiştir. Bunun sebebi daha küçük bir pencere büyüklüğü seçildiğinde parametrelerin yeni değerlerinin sadece kendilerine yakın ve benzerlikleri fazla olan parametrelerden gelen ağırlıklarla oluşturulmasıdır. Bu durum bölgelerin daha tekdüze ve sınırların belirsiz olmasına yol açmasıdır.

Bu çalışmada, gürültü giderme amacıyla kullanılan araçlar arasında son olarak yapay sinir ağlarına değinilecektir. Yapay zeka, insanın bilişsel yeteneklerini taklit ederek, geleneksel yöntemlerle çözümü oldukça zor olan mühendislik problemlerine sayısal çözümler getirmeyi amaçlar (Alavi ve Gandomi, 2012). Yapay zeka uygulamalarının alt başlıklarından biri olan makine öğrenmesi terimi, veriyi inceleyerek otomatik olarak örüntüleri tanımlayabilen ve karar alabilen sistemler için kullanılır. Makine öğrenmesi algoritmasının ortaya koyduğu ilişki 'model', bu süreç ise 'eğitim' (*training*) olarak adlandırılır. Kullanılan veri kümeleri de eğitim ve deneme verisi olarak ikiye ayrılır. Eğitim verisi ile model kurulur, deneme verisi ile ise model değerlendirilir.

Modelin öğrenme süreci bu ağırlık katsayılarının değiştirilmesiyle olur. Nöronlardan oluşan her bir katmanda veriye farklı sayısal süzgeçler uygulanır. Evrimsel süzgeçlerin ağırlıklı olarak kullanıldığı

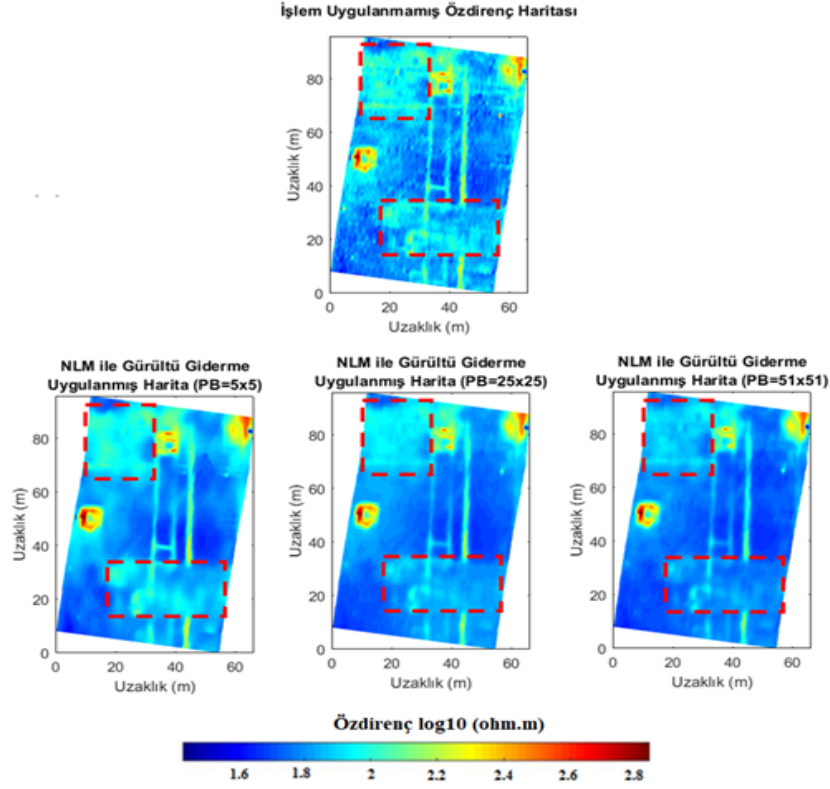
algoritmalar, Evrimsel Sinir Ağları (*Convolutional Neural Networks – CNN*) olarak adlandırılırlar. Şekil 9'da 3 nöronluk bir giriş katmanına 4 nöronluk bir gizli katmana ve 1 nöronluk çıkış katmanına sahip bir yapay sinir ağı modeli görülmektedir. Gizli katmanlar her yapay sinir ağı için zorunlu değildir, eğer elimizdeki veri kümesi doğrusal olarak gruplanabiliyorsa gizli katman kullanmaya ihtiyaç kalmaz.

Geleneksel makine öğrenmesi algoritmaları kullanıcı tarafından belirlenmiş nitelikleri kullanarak veriyi gruplara bölerken derin öğrenme algoritmalarında sadece verinin kendisi kullanılarak gruplama yapılır. Bunun için öncelikle sayısal süzgeçler kullanılarak algoritmanın tanıyacağı nitelikler çıkarılır, giriş verisinde bu özellikler tanınırsa algoritma bir belirti verir. Sonrasında ise bir etkinleştirme fonksiyonu kullanılarak süzgeçlenmiş ve gruplanmış olan verilerin çıkış değerleri belirlenir. Bu adımlar istenilen duyarlılığa ulaşıncaya kadar devam eder. Eğitim süresi boyunca sistemi tanımlayan parametreler yalnızca verinin kendisinden öğrenilmiş olur.

Bu makale kapsamında gürültü giderme amaçlı yeni bir evrimsel sinir ağı modeli geliştirilmemiştir. Bunun yerine MATLAB kütüphanelerinde hazır olarak bulunan dnCNN modeli kullanılmıştır. Bu model, görüntülerdeki Gaussian gürültüyü gidermek için önceden eğitilmiş olan bir evrimsel sinir ağı modelidir.

Modelin çalışma şekli görüntüdeki farklı bileşenleri tanıyarak gürültüyü, yapı sınırları vb. gibi diğer yüksek frekanslı bileşenleri ayırmak ve görüntüden çıkarmak üzerinedir.





**Şekil 8.** Farklı pencere genişlikleri için NLM süzgecinin jeofizik özdirenç haritasına etkileri

**Figure 8.** Effects of applying NLM filter with different window sizes on geophysical resistivity map

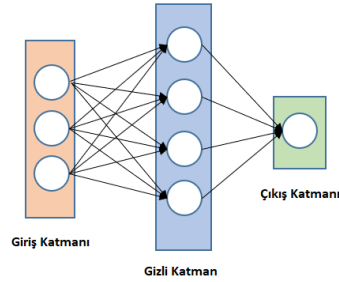
Modelin kurulması ve çalışma şeklindeki detaylar için Zhang vd. (2016)'ya bakılabilir.

Şekil 10'da Side antik kentinde yürütülen çalışmalardan alınmış özdirenç haritasının sayısal görüntüye dönüştürülmüş hali görülmektedir. Şeklin ilk satırında, verilerin ters çözümülle elde edilmiş parametre değerlerinin '.png' uzantılı bir görüntüye dönüştürülmüş hali görülmektedir. Şeklin ikinci satırında bu görüntünün dnCNN modeli kullanılarak gürültü giderme işlemi uygulanmış hali görüntü histogramıyla birlikte görülmektedir. Görüldüğü üzere evrimsel sinir ağı modeli görüntüdeki Gaussian gürültüyü yapı sınırlarından ayırt etmek konusunda oldukça iyi bir başarımıştır. Hem görüntüdeki yapı sınırları hem de

Gaussian gürültü yüksek frekanslı bileşenler olmalarına rağmen gürültüler bastırılırken yapı sınırlarında bir bozulma veya bulanıklaşma meydana gelmemiştir. Şeklin üçüncü satırında ise görüntüyü iyileştirmek konusunda bir adım daha atılarak histogram düzenleme uygulanmıştır. Bu sayede görüntünün histogramı daha geniş bir hal almış ve görüntüde özellikle yüksek piksel yoğunluğuna sahip bileşenleri ayırt etmek kolaylaşmıştır.

#### Netleştirme algoritmaları

Buraya kadar olan kısımda gürültü giderme amacıyla uygulan görüntü işleme araçlarından söz edilmiştir. Bozulmuş bir görüntü gürültü



**Şekil 9.** Bir adet gizli katmanı ve toplam 8 nöronu bulunan yapay sinir ağının şematik gösterimi

**Figure 9.** Schematic presentation of an artificial neural network with one secret layer and 8 neurons

içeriğine sahip olabileceği gibi bir nedenden dolayı bulanıklaşma etkisine de maruz kalmış olabilir. Optik bir sistem tarafından oluşturulan görüntünün fotoğraf filmi ya da yük bağlaşımlı aygıt tarafından kaydedildiğinde kaçınılmaz olarak bulanıklaşır. Görüntü netleştirme, bulanık bir görüntüyü eski haline getirmek için yapılmaktadır. Astronomi ve nükleer tıp gibi konularda görüntüleri netleştirmek için ters evrişim tekniğini kullanan çalışmalar bulunmaktadır (Moffat vd., 1969; Kuruc vd., 1983; King vd. 1985; Tsumuraya vd., 1994). Bu makalede kullanılan jeofizik harita ve görüntüler sözü edilen şekilde oluşturulmuş ve kaydedilmiş olmayıp parametrelerin görselleştirilmesi ile oluşturulmuş olsalar da aynı algoritmalar kullanılarak iyileştirilebilirler.

Farklı etkiler nedeniyle bulanıklaşmış bir görüntüyü matematiksel olarak,

$$v(p) = u(p) * h(p) + n(p) \quad (11)$$

şeklinde ifade edebiliriz (Dhawan 1986).

Burada  $v(p)$  gözlenen görüntüyü,  $u(p)$  gerçek görüntüyü,  $h(p)$  görüntünün bulanıklaşmasına yol açan bir nokta yayılım fonksiyonunu,  $n(p)$  ise gürültüyü temsil etmektedir. Eşitlikteki \* sembolü evrişim işlemini göstermektedir ve anlaşılabilirliği üzere görüntüdeki bulanıklaşma bir nokta yayılım fonksiyonu ile gerçek görüntünün evrişime sokulması ile modellenir.

Görüntü netleştirmede ana hedef bulanıklaşmış görüntüyü, bulanıklaşma, bozulma etkisini en iyi temsil edecek bir nokta yayılım fonksiyonu (point spread function - PSF) ile ters-evrişim (*dekonvolüsyon*) işlemine sokmaktır (Rao vd. 2011). Bu amaç için önerilen algoritmalar arasında en bilindik olanlarının Wiener ve Lucy-Richardson ters evrişim algoritmaları olduğu söylenebilir. Görüntü netleştirmede kullanılan geleneksel ters evrişim yöntemlerinin zayıf yanı, bu algoritmaların çalışabilmesi için görüntüyü bozan nokta yayılım fonksiyonunun bilinmesinin gerekmesidir. Nokta yayılım fonksiyonunun bilinmesi veya çok yakın bir şekilde tahmin edilmesi her zaman mümkün olmayacağından başlangıç olarak verilen bir nokta yayılım fonksiyonunu yinelemeli olarak iyileştiren “kör ters evrişim” (*blind deconvolution*) algoritmaları önerilmiştir.

Wiener ters evrişimi veya Wiener süzgeci en bilindik ve hesaplama gücü açısından en ekonomik netleştirme algoritmalarından biridir. Eşitlik 11’i tekrar göz önüne alırsak, Wiener süzgeci gerçek görüntü  $u(p)$ ’ye bir yaklaşım olan  $\hat{u}(p)$ ’yi,

$$\hat{u}(p) = g(p) * v(p) \quad (12)$$

şeklinde tahmin etmek için bir  $g(p)$  fonksiyonu bulmamızı sağlar.

$$G(f) = \frac{H(f)S(f)}{|H(f)|^2|S(f) + N(f)} \quad (13)$$

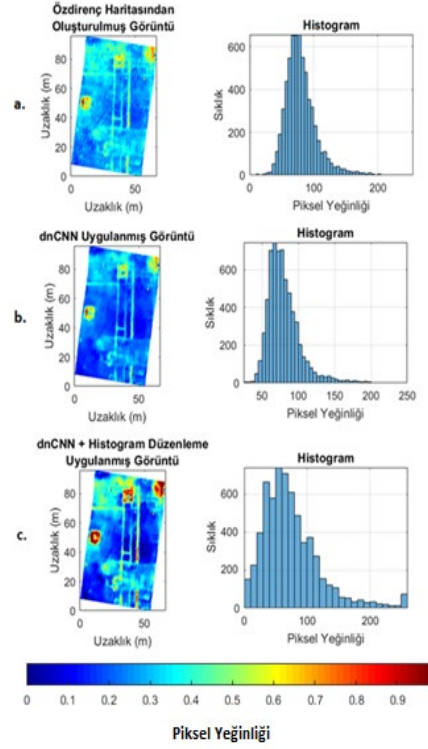
Eşitlik 13 frekans ortamında Wiener süzgecini gösterir. Burada  $G(f)$  ve  $H(f)$  sırasıyla  $g(p)$  ve  $h(p)$ 'nin Fourier dönüşümünü,  $S(f)$  gerçek görüntünün güç yoğunluğunu,  $N(f)$  ise gürültü bileşeninin güç yoğunluğunu göstermektedir. Eşitlik 13'den anlaşılacağı gibi Wiener süzgecinin çalışması için  $h(p)$  ve  $n(p)$  ile gerçek görüntünün frekans içeriğinin de bilinmesi gerekmektedir.

Bilinen bir nokta dağılım fonksiyonu kullanılarak bulanıklaşmış bir görüntüyü eski haline getirmeyi amaçlayan bir diğer algoritma Lucy-Richardson algoritmasıdır. Lucy Richardson algoritması ters evrişim işlemi için sıklıkla kullanılan bir yinelenmeli yöntem olmakla birlikte işlem süresinin uzunluğu yöntemin en önemli zayıflığıdır (Carrato vd., 2015). Richardson'un yöntemi tanıttığı orijinal makaledeki (Richardson, 1972) bağıntıyı kullandığımız notasyona göre uyarladığımızda,

$$U_i^{(r+1)} = u_i^r \sum_k \frac{h_{i,k} v_k}{h_{j,k} u_j^r} u_i \quad (14)$$

elde edilir. Eşitlik 14 ile Lucy-Richardson algoritmasını özetleyebiliriz. Burada  $r$  yineleme indisini göstermektedir.  $u_i$  gerçek görüntünün  $i$  numaralı pikselini,  $u_i$   $i$  numaralı piksel için nokta yayılım fonksiyonunun  $k$  numaralı pikselini,  $v_k$  bulanık görüntünün  $k$  numaralı pikselini göstermektedir.

Kör ters evrişim algoritmaları görüntüyü bulanıklaştıran nokta yayılım fonksiyonu bilinmediğinde kullanılan netleştirme algoritmalarıdır. Gerçek görüntüye ve nokta yayılım fonksiyonuna dair bir ön-bilgi mevcut olmadığını düşünürsek problem ciddi şekilde kötü durumlu hale gelir ve 11 eşitliğini



**Şekil 10.** a. Özdirenç haritasından oluşturulmuş bir görüntünün b. dnCNN ile gürültü giderme uygulanmış ve c. dnCNN ve histogram düzenleme uygulanmış hali

**Figure 10.** a. An image constructed from a resistivity map and b. its denoised version by applying dnCNN and c. dnCNN and histogram adjustment applied version of the original image

sağlayacak sınırsız sayıda  $u(p)$  ve  $v(p)$  çifti bulunabilir. Kör ters evrişim algoritmaları görüntüyü, sadece bozulmuş olan  $v(p)$ 'yi kullanarak iyileştirmeye çalışır. Bu algoritmaların çalışma şekli genel olarak nokta dağılım fonksiyonu için bir başlangıç değeri oluşturup her yinelemede yukarıda sözü edilen Wiener ve Lucy-Richardson benzeri algoritmalar ile bozulmamış görüntüye bir yaklaşım elde etmeleridir. Her yinelemede hem

nokta dağılım fonksiyonu hem de görüntüye yapılan yaklaşım yenilenir.

Bu çalışma kapsamında sözü geçen algoritmaların detaylarına daha fazla girilmeyecektir. Wiener, Lucy-Richardson ve kör ters evrişim algoritmalarının her üçü için de MATLAB programlama dili kütüphaneleri yer alan ön tanımlı fonksiyonlar bulunmaktadır. Algoritmaların uygulandığı görüntü, Patara antik kentinde yürütülen elektrik özdirenç ölçümlerinin ters çözümü sonucu elde edilmiş parametre değerlerinin 0-255 ölçeklenmesi ile oluşturulmuştur.

Şekil 11'in ilk satırında herhangi bir işlem uygulanmamış görüntü görülmektedir. Şeklin ikinci satırında ise görüntünün, sırasıyla Wiener, Lucy-Richardson ve kör ters evrişim algoritmalarıyla netleştirilmiş halleri görülmektedir. Wiener algoritmasının çalışması için bir PSF'ye ve görüntünün tahmini gürültü içeriğine ihtiyaç vardır. Algoritma sonuç olarak görüntünün netleştirilmiş versiyonunu çıkarır. Lucy-Richardson algoritmasıyla görüntünün netleştirilmiş halini elde etmek yalnızca PSF'ye ihtiyaç vardır. Kör ters evrişim algoritmasında ise PSF için bir başlangıç değeri seçilir ve algoritma görüntünün netleştirilmiş haliyle birlikte PSF'nin optimize edilmiş halini çıkış olarak verir. Yaptığımız örnek için bütün algoritmalar birbirine yakın sonuçlar üretmekle birlikte Lucy-Richardson ve kör ters evrişim algoritmalarının Wiener'e göre netleştirme etkisi bakımından daha etkili olduğunu söylenebilir. Wiener algoritmasının uygulanmasında gürültü – sinyal oranı 1/1000 olarak seçilmiştir. Bütün algoritmalar için PSF 3x3'lük standart sapması 1 olan bir Gaussian süzgeç olarak belirlenmiştir. Şekil 11'de, işlem uygulanmamış görüntüde kırmızı kesik çizgi ile işaretlenmiş yapının bileşenlerinin görüntünün netleştirilmiş versiyonlarında daha iyi ayırt edilebildiğini söyleyebiliriz. Bununla birlikte kör

ters evrişim ve Lucy-Richardson algoritmaları arasındaki fark neredeyse gözle ayırt edilemeyecek düzeydedir. Bunun sebebi kör ters evrişim algoritmasının PSF'yi optimize etmekle birlikte başlangıçta belirlediğimiz Gaussian süzgecin değerlerinden çok da fazla uzaklaşmamasıdır. Bu tür netleştirme algoritmaları fazla yuvarlatıldığı düşünülen ters çözüm sonuçlarına uygulanarak daha iyi sonuçlar alınabilir.

### Morfolojik süzgeçler

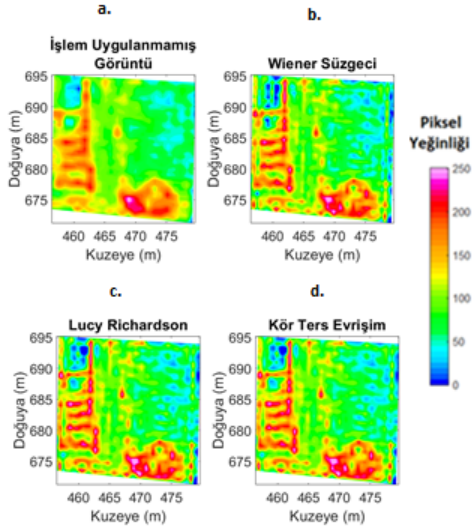
Morfolojik süzgeçler görüntü işleme uygulamalarının yerel işlemlerine örnektir. Ancak daha önce sözünü ettiğimiz yerel süzgeçlerin aksine gürültü gidermek için değil görüntü içerisindeki farklı bölgeleri birbirinden ayırmak ya da birbirine bağlamak, bazı yapıların diğerlerine göre daha belirgin olmasını sağlamak gibi amaçlarla kullanılmaktadırlar. Morfolojik süzgeçler öncelikle ikili (*binary*) görüntüler için geliştirilmiş daha sonra 8 bit görüntülere de uyarlanmıştır. Bu süzgeçler temel olarak iki farklı işlem kullanılarak türetilirler: aşındırma (*erosion*) ve genişletme (*dilation*).

Aşındırma işlemi yapı sınırlarını zayıflatarak görüntüdeki nesnelere arasındaki boşluğu artırır. Buna karşılık genişletme işlemi ise yapı sınırlarını keskinleştirirken nesnelere arasındaki boşluğu daraltır. Matematiksel olarak ikili bir görüntü için aşındırma işlemi:

$$\mathbf{A} \ominus \mathbf{B} = \{z | \mathbf{B}_z \subseteq \mathbf{A}\} \quad (15)$$

ile, genişletme işlemi ise,

$$\mathbf{A} \oplus \mathbf{B} = \{z | \hat{\mathbf{B}}_z \cap \mathbf{A} \subseteq \mathbf{A}\}, \quad (16)$$



**Şekil 11.** a. Özdirenç haritasından oluşturulmuş bir görüntüye b. Wiener Süzgecinin c. Lucy-Richardson algoritmasının ve d. Kör ters evrişim algoritmasının uygulanması

**Figure 11.** a. Image constructed from a resistivity map and outputs after applying b. Wiener filter c. Lucy Richardson algorithm and d. blind deconvolution algorithms

ile verilir. Eşitlik 15 ve 16'da  $\mathbf{A}$  ikili bir görüntüyü  $\mathbf{B}$  ise boyutları ve şekli kullanıcı tarafından belirlenen yapısal elemanı göstermektedir. Sekiz bit görüntüler için 15 ve 16 eşitlikleri

$$\mathbf{A} \ominus \mathbf{B}(x, y) = \min \{ \mathbf{A}(x+x', y+y') - \mathbf{B}(x', y') \mid (x', y') \in D_B \} \quad (17)$$

ve

$$\mathbf{A} \oplus \mathbf{B}(x, y) = \max \{ \mathbf{A}(x-x', y-y') - \mathbf{B}(x', y') \mid (x', y') \in D_B \} \quad (18)$$

halini alır.

Neredeyse tüm morfolojik süzgeçler aşındırma ve genişletme işlemlerinin farklı sıralarla uygulanmasına dayanmaktadır. Bir görüntüye önce genişletme sonra aşındırma işleminin uygulanması açma (*opening*), buna karşılık önce genişletme sonra aşındırma işleminin uygulanması ise kapama (*closing*) işlemi olarak adlandırılır.

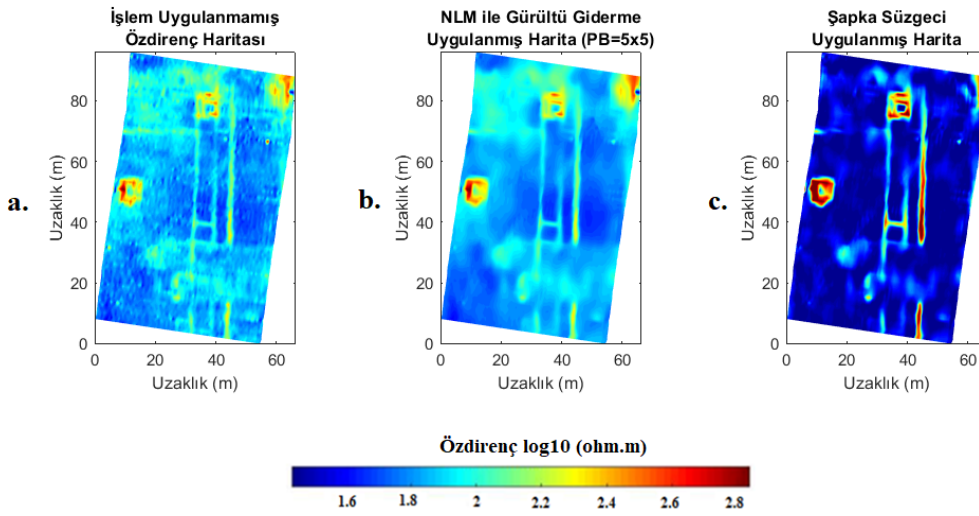
Bu çalışmada şapka süzgeci (*Top-Hat filter*) adı verilen bir morfolojik filtreden söz edilecektir. Bu süzgeç temel olarak görüntünün açılmış versiyonunun kendisinden çıkarılmasıyla elde edilir ve matematiksel olarak,

$$T_{hat}(A) = A - A \ominus B \quad (19)$$

şeklinde ifade edilir.

Şapka süzgeci bir görüntünün arka planını tekdüzeleştirirken parlak nesnelere daha da belirgin hale getirir. Şekil 12'de Şekil 10'da kullandığımız orijinal jeofizik haritaya önce NLM süzgeci ardından şapka süzgeci uygulandığındaki sonuçlar görülebilir. Öncelikle orijinal özdirenç haritasına NLM süzgeci uygulanarak gürültü giderme işlemi yapılmış sonra şapka süzgeci görüntüyü daha da iyileştirmek amacıyla uygulanmıştır. NLM süzgeci için parça büyüklüğü ve arama penceresi boyutları  $5 \times 5$ , süzgeç derecesi ise 1 olarak seçilmiştir. Şekil 12'c'den görülebileceği gibi haritanın son halinde arka plan koyulaşmış ve tekdüzeleşmiş bununla birlikte çizgisel ve noktasal yapılar daha belirgin hale gelmiştir. Arkeolojik araştırmalar için aranan belirtiler genellikle çizgisel veya noktasal yapılar olarak belirti vereceğinden şapka süzgecinin böyle uygulamalar için faydalı bir araç olacağı söylenebilir.





**Şekil 12.** a. İşlem uygulanmamış bir özdirenç haritasına sırasıyla b. NLM süzgecinin ve c. şapka süzgecinin uygulanması

**Figure 12.** a. Original b. NLM filter applied c. NLM and top-hat filter applied resistivity map

## SONUÇLAR

Uygulamalı jeofizikte ölçülen veriler genellikle veri işlem ve modelleme aşamalarından geçirilerek değerlendirilir ve sonuçta yer içinin bir görüntüsü elde edilir. Bu çalışmada görüntü işlemede kullanılan bazı yöntemlerin jeofizik model ve haritalarının görüntülenmesinde nasıl kullanılabilecekleri gösterilmiş ve etkinlikleri tartışılmıştır. Görüntü işleme yöntemleri pek çok alanda olduğu gibi jeofizik veri/model sunumunda da kullanışlı araçlar olarak karşımıza çıkmaktadırlar. Bu yöntemlerin jeofizik haritalar veya bu haritalar kullanılarak elde edilen görüntüler üzerinde, gürültü giderme, ölçeklendirme veya bazı yapıların görünürlüğü artırma gibi amaçlarla kullanılabileceği bu çalışmada farklı örneklerle gösterilmiştir.

Çalışmada ilk olarak görüntü histogramının görüntüde bulunan bazı bilgilerin insan gözü ile seçilmesine engel olabileceği ve bu sorunun nasıl aşılabileceği bir örnekle gösterilmiştir. Daha sonra dönüşüm fonksiyonlarının

görüntüde ilgilenilen kısımları daha belirgin hale getirmek için nasıl kullanılabileceği gösterilmiştir. Görüntü işlemede gürültü gidermede sıklıkla kullanılan komşuluk temelli doğrusal ve doğrusal olmayan süzgeçlerin bir kısmı tanıtarak her biri jeofizik haritalar üzerinde denenmiş ve karşılaştırılmıştır. Bunların içinden ortalama süzgecin üç boyutlu bir uygulamasına da yer verilmiştir. Bu süzgeçler bazı durumlar için tercih edilebilir olsalar da görüntüdeki yapı sınırlarının bulanıklaşmasına neden olurlar. Yerel gürültü giderme araçlarında görünen bu etkiyi en aza indirmek için geliştirilmiş bir süzgeç olan yerel olmayan ortalama (NLM) süzgecinin jeofizik haritalarda gürültü giderme için etkin bir araç olabileceği gösterilmiştir. Günümüzde giderek yaygınlaşan ve kullanım alanları artan yapay zeka uygulamalarının görüntülerde gürültü giderme amacıyla kullanılabileceği önceden eğitilmiş bir yapay sinir ağı modeli olan dnCNN kullanılarak gösterilmiştir. Görüntülerin gürültü içeriği dışında çeşitli etkiler sonucu bulanıklaşmış olabileceği de göz önüne

alınarak, görüntü netleştirme algoritmaları olan Wiener Süzgeci, Lucy-Richardson algoritması ve kör ters evrişim algoritmaları kısaca tanıtılmış ve örnek olması açısından öz direnç haritasından oluşturulmuş bir görüntü üzerinde uygulanmışlardır. Son olarak, özellikle arkeoloji jeofiziği alanında ilgilenilen belirtilerin görülmesini kolaylaştırmak için kullanılabilecek morfolojik süzgeçlere ve bunların özel bir türü olan şapka süzgecinin nasıl çalıştığına değinilmiştir. Şapka süzgecinin NLM ile gürültü giderme yapıldıktan sonra görüntüdeki yapıları net bir şekilde ortaya koymak için iyi bir araç olduğu gösterilmiştir. Çalışmada kullanılan MATLAB programlarına ve gerekli dosyalara <https://bit.ly/3adZBon> adresinden ulaşılabilir.

#### KATKI BELİRTME

Çalışmada kullanılan veriler Side (Antalya) ve Patara Antik Kentlerinde (Kaş, Antalya) farklı dönemlerde yürütülen jeofizik araştırmalarda elde edilmiştir. Verileri kullanmamıza izin veren çalışma ekibinin üyeleri Prof. Dr. M. Ali Kaya, Prof. Dr. Çağlayan Balkaya, Dr. Olcay Çakmak, Jeofizik Mühendisleri Seçkin Sertaç Lallı ve Serbay Küçükduvan'a teşekkür ederiz. Her iki antik kentin kazı başkanları ve ekibine de katkı ve destekleri için teşekkür ederiz.

#### KAYNAKLAR

Akca I., Balkaya Ç., Pülz A., Alanyalı H.S., Kaya M.A. 2019. Integrated geophysical investigations to reconstruct the archaeological features in the episcopal district of Side (Antalya, Southern Turkey). *Journal of Applied Geophysics*, 163, 22-30.

Akca I., Balkaya Ç., Pülz, A. Alanyalı, H.S., ve Kaya M.A. 2018. Side Antik Kentinde Yürütülen (Antalya, Türkiye) Jeofizik Araştırmalar. 7. Yer Elektrik Çalıştayı, 7-9 Mayıs 2018, Eğirdir, Isparta.

Akca I., Gölebatmaz, Ş., M., 2021. Three-dimensional inversion of DCR data

incorporating structural similarity constraint. *Journal of Applied Geophysics*, 184, 104237.

Akca I., Lallı, S., S. Patara Jeofizik İnceleme Raporu. 2019. Ankara Üniversitesi

Al Nuamy, W., Huang, Y., Nakhkash, M., Fang, M.T.C., Nguyen, V.T., Eriksen, A., 2000. Automatic detection of buried utilities and solid objects with GPR using neural networks and pattern recognition. *Journal of Applied Geophysics*, 43, 157-165.

Arısoy ve Dikmen (2014). Manyetik Belirti Haritalarının Histogram Eşitleme Yöntemi Kullanılarak İyileştirilmesi, *Yerbilimleri*, 35 (2), 175-184.

Arısoy, MO., Dikmen, Ü., 2015 Edge enhancement of magnetic data using fractional-order-derivative filters, *Geophysics*, 80 (1), J7-J17.

Ayers G. R., Dainty G., R. Iterative Blind Deconvolution Method and It's Application. 1988. *Optics Letters*. 13, 547-549.

Bergeron, S. Y, Yuen D. A, Vincent, A. P., (2000a), Capabilities of 3-D wavelet Transforms to detect plume-like structures from seismic tomography, *Geophysical Research Letters* 26:2311-2314

Brewster, M.L. and Annan, A.P. 1994. Ground-penetrating radar monitoring of a controlled DNAPL release: 200 MHz radar. *Geophysics*, 59, 1211-1221.

Buades, A., Coll, B., Morel, J. M. 2005. A non-local algorithm for image denoising. *Proc. of IEEE CVPR*, 2, 60-65.

Buades, A., Coll, B., Morel, J. 2005. A review of image denoising algorithms, with a new one. *Multiscale Modeling and Simulation: A SIAM Interdisciplinary Journal*, Society for Industrial and Applied Mathematics, 4 (2), 490-530.

- Büyüksaraç, A., Arısoy, MÖ., Bektaş, Ö., Koçak, Ö. and Çay, T. 2008. Determination of Grave Locations in Dedemezari Necropolis (Western Turkey) using Magnetic Field Derivatives Archaeological Prospection 15, 267–283
- Candansayar, M.,E., Başokur, A., T. 2001. Detecting small scale targets by the 2D inversion of two sided three-electrode data: application to an archeological survey. Geophysical Prospecting, 49(1), 13-25
- Carrato S., Ramponi G., Marsi S., Jerian M., Tenze L. 2015. FPGA Implementation of the Lucy Richardson Algorithm For Fast Space Variant Image Deconvolution. 9th International Symposium of Image and Signal Processing and Analysis (ISPA). 15, 137-142.
- Carter, N., Lines, L., 2001. Fault imaging using edge detection and coherency measures on Hibernia 3-D seismic data. The Leading Edge, 20 (01), 64-69.
- Chen, S. D., Ramli A. R. 2003. Minimum mean brightness error bi-histogram equalization in contrast enhancement,. IEEE Trans. Consum. Electron., 49(9), 1310–1319.
- Dahlin, T. 1996. 2D Resistivity Surveying for Environmental and Engineering Applications. Firs Break, 14(7), 275-285
- Demanent D., Pirard E., Renardy F. Jongmans D. 2001. Application and processing of geophysical images for mapping faults. Computers & Geosciences 27 (2001) 1031-1037
- Dhawan A., P., Rangayyan, Rangaraj, M., Gordon., R. 1986. Image Restoration by Wiener Deconvolution in Limited View Computed Tomography. Applied Optics. 24(23), 4013-4020.
- Gandomi, A., H., Alavi, A., H. 2012. Krill Herd: A New Bio-Inspired Optimization Algorithm. Communications in Nonlinear Science and Numerical Simulation. 17(12), 4831-4845.
- Goodman, D., 1994, Ground-penetrating radar simulation in engineering and archaeology. Geophysics, 59, 224–232.
- Gölebatmaz, Ş., M. 2020. Jeofizik Modellerin ve Haritaların Görüntü İşleme Yöntemleri ile İyileştirilmesi. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Ankara
- Jol, H. 1996. Digital ground penetrating radar (GPR): a new geophysical tool for coastal barrier research (examples from the Atlantic, Gulf and Pacific Coasts, U.S.A.). J. Coastal Research, Fall 1996.
- Kaya, M.A., Akca, I., Işık, H., Çakmak, O., Balkaya, Ç. 2018. Patara Antik Kenti (GB Anadolu) Arkeojeofizik Araştırmalarının Ön Sonuçları. 7. Yer Elektrik Çalıştayı, 7-9 Mayıs 2018, Eğirdir, Isparta.
- King, M., A., Miller, T., R. Use of nonstationary temporal Wiener filter in nuclear medicine. 1985. European Journal of Nuclear Medicine. 10. 458- 461.
- Kuruc, A., Treves, S., Parker, J., A., Cheng, C., Sawan, A. 1983. An improved deconvolution technique for improvement after suboptimal bolus injection. Radiology. 148. 233-238.
- Lili, Z. Tianyoao, H., Jiansheng, W. and Jialin, W. 2005. Application of Image Enhancement Techniques to Potential Field Data. Applied Geophysics, 2, 3, 145-152.
- Lucas, A., Illiadis, M., Molina, R., Katsaggelos, A., K. 2018. Using Deep Neural Networks for Inverse problems in Imaging: Beyond Analytical Methods. IEEE Signal Process Mag 35(1). 20-36

- Marques, O. 2011. Practical image and video processing using MATLAB. Wiley IEEE Press, 639, US
- Moffat, F., J. A. 1969. Theoretical investigation of focal stellar images in the photographic emulsion and application to photographic photometry. *Astronomy and Astrophysics*. 3. 455–461.
- Morozov, I. B., and Smithson, S. B. 1996, Instantaneous Polarization Attributes and Directional Filtering, *Geophysics* 61, 872-881.
- Nguyen F., Garambois S., Jongmans D., Pirard E., Loke M.H. 2005. Image processing of 2D resistivity data for imaging faults." *Journal of Applied Geophysics* 57, 260-277.
- Overmeeren, R.A., and Ritsema, I.L. 1988. Continuous vertical electrical sounding. *First Break*, 6, 313-324.
- Panagiotakis, C., Kokinou, E. and Sarris, A. 2011. Curvilinear Structure Enhancement and Detection in Geophysical Images. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing* 49,6, 2040-2048.
- Rao, D., S., Deepthi, K. S., Deep, K. M. S. 2011. Application of Blind Deconvolution Algorithm for Image Restoration. *International journal of Engineering Science and Technology (IJEST)*, 3(3), 1878-1884.
- Richardson W., H. 1972 Bayesian-based iterative method of image restoration. *Journal of Optical Society of America*. 62(1) 55-59
- Sarker S., Chowdhury S., Laha S., Dey D. 2012. Use of Non-Local Means Filter to Denoise Image Corrupted by Salt and Pepper Noise. *Signal and Image Processing : An International Journal*, 3(2), 223-235.
- Tsumuraya, N., M., F., Baba., N. 1994. Iterative blind deconvolution method using Lucy's algorithm. *Astronomy and Astrophysics*. 282 (2), 699–708.
- Qi, J., Lyu, B., AlAli, A., Machado, G., Hu, Y., Marfurt, K. 2019. Image processing of seismic attributes for automatic fault extraction. 84(1), 104-117.
- W. Zhao, E. Forte, M. Pipan, and G. Tian. 2013. Ground Penetrating Radar (GPR) attribute analysis for archaeological prospection. *Journal of Applied Geophysics*, 97, 107-117.
- Wu, X., Hale, D. 3D seismic image processing for faults. 2016. *Geophysics*. 81 (2). 121-132.
- Zhang, K., Wangmeng, Z., Chen, Y., Meng, D., Zhang, L. 2016. Beyond a Gaussian Denoiser: Residual Learning of Deep CNN for Image Denoising. *IEEE Transactions on Image Processing*. 26(7). 3142-3155



## Kaya düşmesi tehlikesinin belirlenmesi ve önlenmesinde İHA tabanlı 3B modelleme çalışmaları: Murtaza Köyü örneği (Niğde)

### *UAV based 3D modeling analysis in determining and preventing rockfall hazard: A case study from Murtaza Village (Niğde, Turkey)*

MUHAMMED ZEYNEL ÖZTÜRK<sup>1\*</sup> , MUSTAFA UTLU<sup>2</sup> , MESUT ŞİMŞEK<sup>3</sup> 

<sup>1</sup> Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Niğde, Türkiye.

<sup>2</sup> Bingöl Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Bingöl, Türkiye.

<sup>3</sup> Hatay Mustafa Kemal Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, Hatay, Türkiye.

Geliş (received): 9 Kasım (November) 2021

Kabul (accepted): 17 Mayıs (May) 2022

#### ÖZ

Bu çalışmada, Niğde İli Merkez ilçe sınırları içerisinde yer alan ve aktif kaya düşme olaylarının yaşandığı Murtaza köyündeki kaya düşme tehlikesi, insansız hava aracı (İHA) tabanlı oluşturulan yüksek çözünürlüklü sayısal yüzey modeli (SYM), arazi ölçüm verileri ve üç boyutlu (3B) kaya düşme modelleri kullanılarak değerlendirilmiştir. Arazi çalışmaları ile düşme potansiyeline sahip 14 kaya bloğu tespit edilmiş ve kaya bloklarının her birine ait geometrik ölçümler yapılmıştır. Bu ölçümler aracılığıyla kaya blokları, RAMMS yazılımı içerisinde geometrik özelliklerine bağlı olarak gerçeğe yakın şekilde tanımlanmıştır. Tanımlanan blokların her birinden 100 adet olmak üzere yüksek çözünürlüklü SYM üzerinden toplam 1400 kaya düşmesi benzetim modellemesi gerçekleştirilmiştir. Böylece düşme potansiyeline sahip her bir kaya bloğunun kinetik enerjisi, zıplama yüksekliği, hareket hızı ve düşme yörüngeleri belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlara göre, yerleşim birimlerine yakın mesafede bulunan kaya blokları çok uzak mesafelere taşınmadan sönmülmektedir. Kinetik enerji, hız ve sıçrama yüksekliği değerleri oldukça düşük olan bu kaya blokları görece olarak önemli bir tehlike oluşturmamaktadır. Ancak yerleşim birimlerinin kuzeybatısındaki yamaçlarda bulunan, şekil bakımından eş boyutlu ve yüksek hacimdeki kaya blokları bu bakımdan önem taşımaktadır. Bu kaya blokları geometrik özellikleri ve sahanın jeomorfolojisine bağlı olarak uzun mesafeler boyunca hareket edebilmekte, ev, yol vb., yapılar ile temas ederek ya da topografyaya bağlı olarak eğimin azaldığı yerlerde enerjileri sönmülmektedir. Bu alanda kaya bloklarının oluşturduğu tehlikenin önlenmesi amacı ile model içerisinde 142 m uzunlukta ve 1,5 m genişlikte istinat duvarları taslak model olarak oluşturulmuştur. İstinat duvarı modeli sonuçlarına göre kaya bloklarına yakın alanlarda 5 metre yüksekliğinde, kaynak alanlarına uzak konumda ise 3 metre yüksekliğinde bir istinat duvarının kaya bloklarının ilerlemesini durdurduğu belirlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Kaya düşmesi, tehlike, insansız hava aracı (İHA), RAMMS, 3B modelleme.



**ABSTRACT**

*In this study, rockfall hazards in Murtaza village, which is located within the central district of Niğde province and where active rockfall events are experienced, were evaluated using a high-resolution digital surface model (DSM) created based on unmanned air vehicle (UAV) images, field measurement data, and three dimensional (3D) rockfall models. During the field studies, 14 rock blocks with falling potential were identified and geometric measurements for each of the rock blocks were made. Depending on their geometric properties, the rock blocks are defined in the RAMMS software and a total of 1400 rockfall simulations, 100 from each of the modeled blocks were carried out on the high-resolution DSM. Thus, the kinetic energy, jump height, velocity, and fall trajectories of each rock block were determined. According to the results, the rock blocks close to the settlements are damped without being transported very long distances. These blocks do not constitute a significant hazard since having values such as low energy, speed, and jump height. However, the rock blocks of equant shape and high volume, located on the northwest slopes above the settlements, constitute a significant in terms of hazard. These rock blocks move for long distances depending on the geometric properties of the rocks and geomorphological characteristics of the study area and their energy is absorbed in contact with houses, roads, etc., structures, or in places where the slope decreases on the topography. To prevent the danger of rock blocks in this area, retaining walls 142 m long and 1.5 m wide was created as a draft model. According to the results of these models, it was determined that while a 5 m high retaining wall in areas close to the source of rock blocks, a 3 m high retaining wall far from the source areas stops the progress of the rock blocks.*

**Keywords:** Rockfall, Hazard, Unmanned air vehicle (UAV), 3D Modeling, RAMMS

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.1021032>

\*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: muhammed.zeynel@gmail.com

**GİRİŞ**

Kaya düşmeleri, engebeli ve dağlık arazilerde, şev yarmalarında ve maden ocaklarında meydana gelen ve karayolu, demiryolu gibi çizgisel yapıların yanı sıra daha geniş yayılıma sahip yerleşim yerlerine zarar verebilen bir doğal afettir (Akın vd., 2020). Meydana geliş zamanı ve oluşum şeklini tahmin etmenin çok zor olduğu kaya düşmeleri, en fazla hasara ve can kaybına

neden olan kütle hareketlerinden birisidir (Varnes, 1978; Evans ve Hungr, 1993; Liu vd., 2021). Yamaçta uzun süre duraylılığını koruyan bloklar aniden yüksek eğime sahip yamaçlardan, yer çekiminin etkisi ile aşağı düşerek yollar, tarihi yapılar, yerleşim birimleri, altyapı gibi alanlarda büyük hasara neden olabilmekte, ölüm ve yaralanmalara yol açabilmektedir (Tanarro ve Munoz, 2012; Pradhan Fanos, 2017; Lu vd., 2019). Yüksek

eğimli yamaçlarda kaya bloklarının duraylılığının bozulmasına bağlı olarak ani ve hızlı bir şekilde gerçekleşen kaya düşmeleri tüm dünyada olduğu gibi Türkiye’de de gerek dağlık alanlarda gerekse yüksek eğimli yamaçlarda kurulmuş yerleşim birimlerinde gerçekleşmektedir. Kaya düşmeleri, neden olduğu hasar açısından Türkiye’deki tüm doğal kaynaklı afetler içerisinde %12’lik bir orana karşılık gelmekte olup (Kutluca, 2006; Topal vd., 2007; Aydın vd., 2012), 1950-2008 yılları arasında meydana gelen toplamda 2.956 kaya düşme olayı sonucunda 1.703 yerleşim birimi zarar görmüş, 19.422 kişi etkilenmiştir (Gökçe vd., 2008; Aydın vd., 2012). Türkiye’de kaya düşmesi olaylarının en sık yaşandığı bölgeler arasında başta Karadeniz Bölgesi, İç Anadolu ve Doğu Anadolu Bölgesi gelmektedir. İl bazında ise Kayseri, Niğde, Erzincan en fazla kaya düşme olaylarının meydana geldiği illerin başında yer alır (Ergünay, 2007). Meydana gelen kaya düşmesi afetleri nedeniyle bugüne kadar birçok yerleşim yeri afete maruz bölge olarak ilan edilmiştir (Akın vd., 2020). Türkiye’de deprem, heyelan ve taşkınlardan sonra en sık rastlanan doğal kaynaklı afetlerden olan kaya düşmeleri Türkiye’de en fazla çalışılan afet konularından bir tanesidir (Leine vd., 2014; Taga ve Zorlu, 2016; Dinçer vd., 2016; Gül vd., 2016; Aydın ve Eker, 2017; Geniş vd., 2017; Kayabaşı, 2018; Akın vd., 2019, 2021; Utlu vd., 2021, 2020a).

Bu çalışmada, hem geçmişte hem de günümüzde aktif ve yoğun bir şekilde kaya düşmelerinin yaşandığı Murtaza köyünde (Niğde) yaşanan kaya düşme olayları, İHA ile oluşturulan yüksek çözünürlüklü SYM verileri üzerinden gerçekleştirilen üç boyutlu (3B) kaya düşmesi modelleri ile kantitatif açıdan değerlendirilmiştir. Çalışmanın gerçekleştirilmesinde arazi çalışmaları sırasında düşme potansiyeline sahip 14 kaya bloğu tespit edilmiş ve her bir kaya bloğunda yapılan

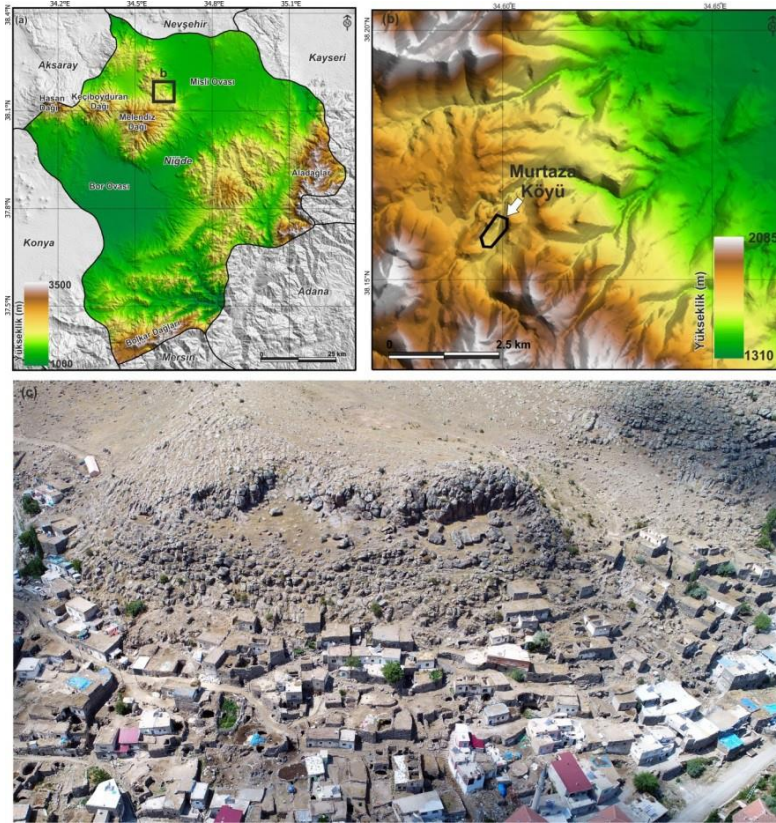
ölçümler sonucunda kaya geometrileri, kütle ve hacimleri dikkate alınarak 3B olarak Hızlı Kütle Hareketleri (RAMMS-Rapid Mass Movements) (Bartelt vd., 2016) kaya düşme yazılımı ile modellenmiştir. Ayrıca ortaya çıkan tehlike durumuna göre nasıl bir önlem alınması gerektiği yine aynı yazılım ile analiz edilmiştir.

### ÇALIŞMA SAHASI GENEL ÖZELLİKLERİ

Türkiye’nin İç Anadolu Bölgesi’nde, Niğde İli sınırları içerisinde bulunan çalışma sahası 38°9’50"- 38°10’13" kuzey enlemleri ve 34°36’10"-34°35’35" doğu boylamları arasında yer almaktadır (Şekil 1a-b). Ortalama yükseltisi 1796 m olan ve genel eğim değerlerinin 85°’ye kadar ulaştığı çalışma sahasında kaya düşme olayları genel olarak 50°’nin üzerinde eğime sahip kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı dik yamaçlarda meydana gelmektedir (Şekil 1c). Niğde Volkanik Kompleksi içerisinde yer alan çalışma sahası, Melendiz stratovulkanına bağlı olarak gelişen kalın yatay tabakalı andezitik kayalardan oluşmaktadır. Bu kayalar boyunca var olan yoğun soğuma çatlak yapısı çalışma alanında kaya düşmesi olaylarının meydana gelmesinde rol oynayan önemli bir etkidir (Çiflikli ve Bozkaya, 2018). Çalışma sahası Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına göre “BSk” harfleri ile gösterilen yarı kurak iklim özelliklerine sahiptir (Öztürk vd., 2017). Özellikle kış mevsiminde oluşan donma-çözünme süreçleri, yüksek eğimli yamaçlarda ortaya çıkan yer çekimi, çalışma sahasının genel litolojisinin yoğun çatlak yapısına sahip volkanik kökenli kayaç bloklarının olması, kaya düşme olaylarının meydana gelmesinde hazırlayıcı olarak önemli rol oynamaktadır. Bu koşullar altında çalışma sahasında tarihsel süreçte birçok kaya düşme olayı meydana gelmiş ve kaya düşmesi tehlikesi günümüzde de devam etmektedir. AFAD raporuna göre (AFAD, 2018) Murtaza Köyü’nde yapılan etüt

çalışmalarında ilk olarak, 1995 yılında kaya düşme tehlikesinin var olduğu, mevcut yerleşim alanlarının özellikle 38 konutun ıslah ya da boşaltılması amacıyla rapor edildiği, fakat 1996 yılında ıslahtan vazgeçilerek bu konutların var olan tehlikeden ötürü boşaltılmasının daha uygun olacağı konusunda karar verilmiştir. Böylece 1998

yılında Tilkiyeri Tepe mevkiine gerekli konutlar yapılarak mevcut hane halkının nakli gerçekleştirilmiştir. 2004 yılında ise 7 konutun kaya düşmesi sürecinden etkilenme durumundan bahsedilerek bu 7 konutta yaşayan köy nüfusu yine Tilkiyeri Tepe mevkiine nakledilmiştir (AFAD, 2018).



**Şekil 1.** (a, b) Çalışma sahası konumu ve (c) çalışma alanına ait drone görüntüsü.

**Figure 1.** (a, b) Location of the study area and (c) oblique aerial photograph of the study area.

### MATERYAL VE METOT

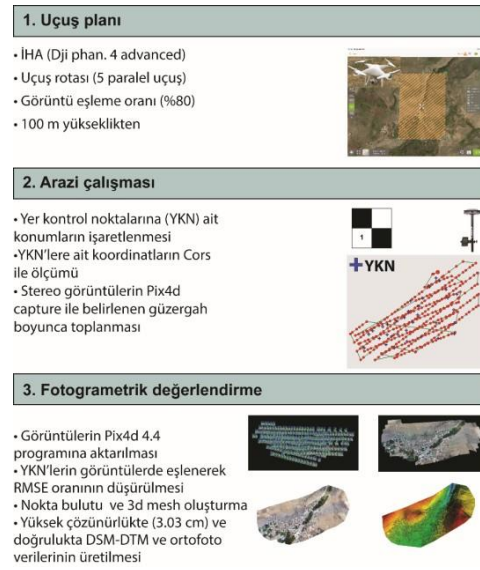
Kaya düşmelerinin modellenmesinde, özellikle kaynak, depolanma ve etki alanlarının belirlenmesinde yüksek mekansal çözünürlüklü sayısal yüzey modelleri önemli

bir rol oynamaktadır (Žabota vd., 2019). Farklı çözünürlükte SYM'leri kullanılarak düşme sürecinin iki (2B) ve üç boyutlu (3B) modellenmesi, risk ve tehlike çalışmalarının önemli bir gelişme kaydetmesine katkı

sağlamıştır (Guzzetti vd., 2002; Lan vd., 2007; Christen vd., 2012; Chen vd., 2013; Matas vd., 2017). SYM üzerinden yapılan 2B ve 3B modellemeler ile kaya bloklarının yörüngeleri, kinetik enerjileri, sıçrama yükseklikleri, hızları ve birikim zonu özellikleri gibi durumlar tespit edilmektedir (Mary Vick vd., 2019). 2B ve 3B boyutlu kaya düşmelerinin modellenmesi için RAMMS, RockPro3D, CONEFALL, STONE, Georock, Rockyfor3D, FlowR, Rotomap, RocFall gibi birçok yazılım geliştirilmiştir (Azzoni vd., 1995; Guzzetti vd., 2002; Crosta and Agliardi, 2003; Perret vd., 2004; Dorren vd., 2006; Charalambous ve Sakellariou, 2007; Wieczorek vd., 2008; Katz vd., 2011; Chen vd., 2013; Crosta vd., 2015; Borella vd., 2016). Bu yazılımlar kullanılarak orta mekansal çözünürlüklü sayısal yüzey modelleri (SYM) üzerinden birçok çalışma gerçekleştirilmiştir. Ancak, son yıllarda uydu ve uzaktan algılama platformlarından olan İHA teknolojilerindeki gelişmelere bağlı olarak kısa sürede, farklı ölçekteki alanların birkaç m'den cm'ye kadar hassasiyette daha yüksek çözünürlüklü SYM'lerin yaygın olarak kullanılmaya başlanmış olması (Pradhan ve Fanos, 2017; Ağca vd., 2020) kaya düşme dinamiklerinin anlaşılması ve çözülmesi açısından önemli rol oynamaya başlamıştır.

Coğrafi bilgi sistemleri ve uzaktan algılama teknolojileri kullanılarak gerçekleştirilen bu çalışmada kaya düşmelerinin 3B olarak modellenmesi dört aşamada gerçekleştirilmiştir. İlk olarak modellemede gerekli olan yüksek çözünürlüklü SYM verisinin üretilmesi için İHA ile elde edilen stereo görüntüler fotogrametrik analizler ile işlenmiş ve 3 cm mekansal çözünürlüğe sahip SYM verisi üretilmiştir. İkinci olarak arazi çalışmaları ile düşme potansiyeline sahip kaya blokları tespit edilmiş ve bu kaya bloklarına ait konum bilgileri ile birlikte genişlik, yükseklik ve uzunluk gibi geometrik ölçümleri yapılmıştır. Üçüncü aşamada ise arazide ölçümü yapılan

kaya blokları RAMMS yazılımında tanımlanarak, SYM üzerinden kaya düşmesi analizleri yapılmıştır. Son olarak yerleşim birimlerine kadar ulaşabilen kaya bloklarının önlenmesi için nasıl bir koruma çözümü yapılması gerektiğine dair modeller çalıştırılmıştır. İşlemler UTM projeksiyonu WGS84 datumunda 36. zonda ArcGIS Pro 2.5, RAMMS Rocfall, Pix4Dmapper ve Pix4Dcapture yazılımları kullanılarak gerçekleştirilmiştir (Şekil 3).



**Şekil 2.** Yüksek çözünürlüklü SYM ve ortofoto verisinin oluşturulmasında kullanılan genel aşamalar.

**Figure 2.** General flowcharts for DSM and orthomosaic generation steps.

### Yüksek çözünürlüklü SYM verisinin üretimi

Kaya düşmesi çalışmalarında, düşme potansiyeline sahip kaya bloğunun düşme durumunu tespit edebilmek için gerçek topografik koşulları yansıtan yüksek çözünürlüklü SYM verisine ihtiyaç vardır (Utlu vd., 2020b, 2021). Bu çalışmada yüksek çözünürlüklü SYM verisinin üretilmesinde DJI Phantom 4 marka İHA kullanılmıştır. Uçuş yüksekliği, görüntü bindirme oranı, tarama

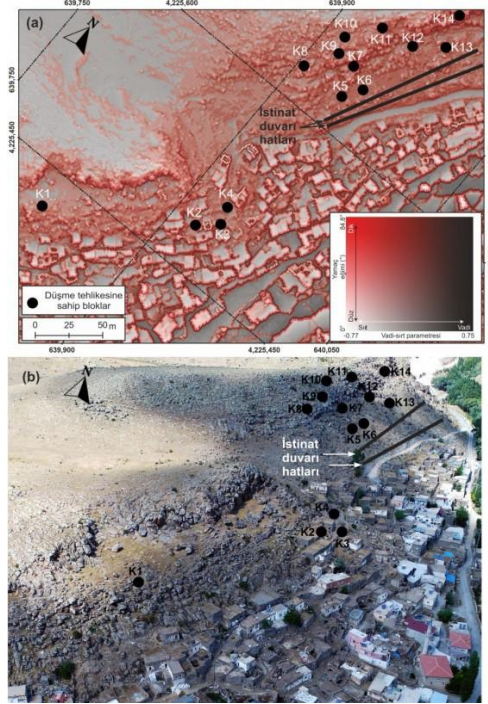


genişliği gibi planlamaların yapılmasında Pix4Dcapture yazılımı kullanılmıştır. 100 metre yükseklikte, %80 bindirme oranıyla gerçekleştirilen İHA uçuşundan 326 stereo görüntü elde edilmiştir. Görüntülerin elde edilmesinden önce arazi üzerinde işaretlenen 41 adet yer kontrol noktasından (YKN) Küresel Navigasyon Uydu Sistemi (GNSS, Global Navigation Satellite System) kullanılarak hassas koordinat ve yükseklik ölçümleri yapılmıştır. Görüntülerin ve GNSS verilerinin işlenmesinde Pix4D deneme sürümü kullanılmıştır. Pix4D'de gerçekleştirilen işlemler sonucunda (Şekil 2) 0,36 km<sup>2</sup>'lik bir alan için 3 cm çözünürlükte, 0,41 cm RMSE hatasına sahip SYM ve ortofoto verisi oluşturulmuştur. Ardından SYM verisi üzerinden arazide tespit edilen düşme potansiyeline sahip 14 adet kaya bloğu için kaya düşmesi modelleri gerçekleştirilmiştir. Bu işlemlere ait detay bilgiler aşağıdaki bölümde açıklanmıştır.

#### Kaynak kaya bloklarına ait veriler ve benzetim modelleme çalışmaları

İHA ile görüntülerin alınmasından sonra gerçekleştirilen arazi çalışmasıyla düşme potansiyeline sahip 14 adet kaya bloğu tespit edilmiştir (Şekil 3). Bloklara ait konumlar kırmızı rölyef haritası (RRIM-Red relief image map) ve oblik hava fotoğrafı üzerinde verilmiş olup, kaya bloklarının yüksek eğim ve rölyefe sahip noktalarda yer aldığı görülmektedir (Şekil 3). Bu bloklara ait düşme modelleri oluşturulması amacıyla kaya bloklarına ait geometrik ölçümleri (genişlik, uzunluk ve yükseklik) x, y, z olacak şekilde yapılmıştır (Tablo 1). Bu ölçümler kaya düşme modellemesi sırasında kaya bloklarına ait yörünge, kinetik enerji, hız ve sıçrama yüksekliklerinin gerçeğe yakın bir şekilde temsil edilmesi açısından büyük önem taşımaktadır. Bu nedenle her bir kaya

biriminin RAMMS yazılımı üzerinde şekilsel ve hacimsel açıdan değerlendirilmesi gerçekleştirilmiş, gerçeğe yakın geometrileri yazılımda eklenmiştir (Şekil 3).



**Şekil 3.** Düşme tehlikesine sahip kaya bloklarının ve istinat duvarının (a) kırmızı rölyef haritası ve (b) oblik hava fotoğrafı üzerindeki konumları.

**Figure 3.** Location of rock blocks and retaining wall on (a) red relief image map and (b) oblique air photo.

RAMMS yazılımı maksimum 1 metre çözünürlükte çalıştığı için SYM verisi yeniden boyutlandırılarak 1 metre çözünürlüğe boyutlandırılmıştır. Kaya düşmesi modelleri üzerinde arazi özellikleri etkili olduğundan, kaya bloklarının bulunduğu konum ve modellendiği alan tamamen bitki örtüsünden yoksun sert bir litolojik özellik göstermesinden dolayı sert bir arazi formu olarak modellemeye

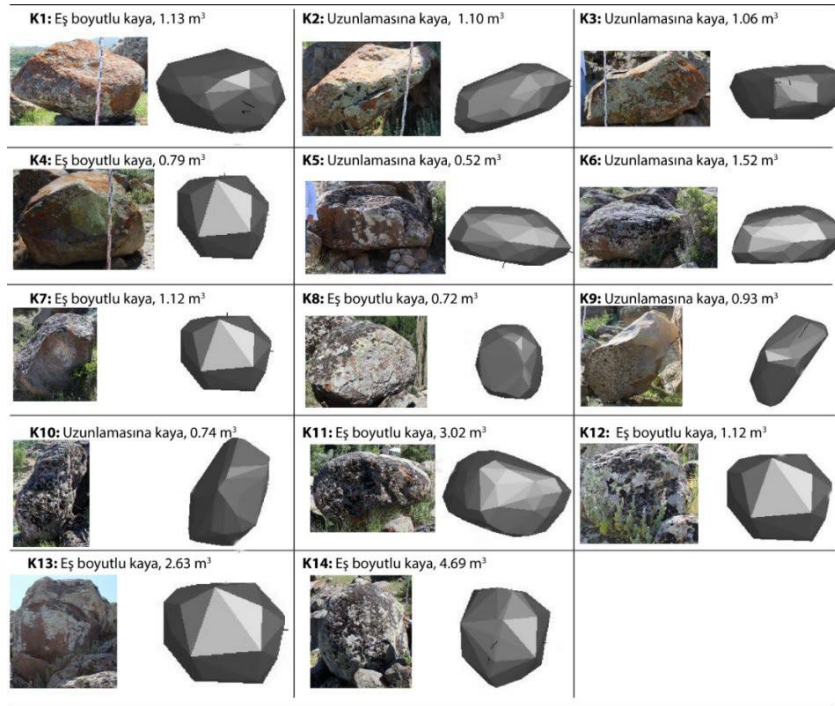
dâhil edilmiştir. Özellikle kaynak alanların ve dik yamaçların bitki örtüsünden yoksun olması İHA'dan alınan stereo görüntülerin gerçek topografik yüzeyi iyi şekilde yansıtmasını sağlamaktadır.

Kaya bloklarının oluşturduğu tehlikenin engellenmesine yönelik olarak kaya bloklarına ait düşme yörüngelerinin engellenmesi ya da sönümlenmesi amacıyla koruma yapıları oluşturulmaktadır. Bu amaçla risk altındaki yol, ev ve vb. yapılara zarar verme olasılığı yüksek olan kaya bloklarının öngörülen yükseklik ve uzunlukta kurulacak olan istinat duvarı türündeki koruma yapısı ile önüne geçilmesi mümkün olmaktadır (Bartelt vd., 2016). Bu çalışmada 142 m uzunluğa ve 1,5

m genişliğe sahip 6 farklı istinat duvarı ön değerlendirme amaçlı olarak modellenmiştir. Modeller kaynak alanına yakın ve yola yakın olacak şekilde iki farklı lokasyonda ve her bir lokasyonda 3, 4 ve 5 metre yüksekliklerde olacak şekilde çalıştırılmıştır.

#### BULGULAR

Arazi çalışmalarında yapılan ölçüm sonuçlarına göre kaya blokları eş boyutlu olarak tariflenebilecek, daha çok dairesel ya da geoid şekilde olan ve aynı zamanda uzunlamasına basık yapıya da sahip oldukları görülmektedir (Şekil 4). Kaya bloklarının yüksekliği 0,6 m - 2,3 m arasında, uzunlukları 1,1 m - 3,1 m arasında ve genişlikleri 0,7 m, 2,2 m arasında değişmektedir.



**Şekil 4.** Arazide tespit edilen kaya bloklarının fotoğrafları ile boyutsal ölçümlerine göre kaya bloklarının RAMMS yazılımı içerisinde modellenmiş görünüşleri.

**Figure 4.** Photographs of rocks identified in field studies and model forms of these rocks in the RAMMS software according to dimensions measured in the field.



Ölçülen bu boyutların RAMMS yazılımında tanımlanması sonucunda elde edilen modellere göre kaya bloklarının hacimleri 0,52 m<sup>3</sup>- 4,69 m<sup>3</sup> arasında, kütleleri ise 1.414 kg-12.667 kg (1,4 ton ile 12,6 ton) arasında değişmektedir (Tablo 1).

Analiz sonuçlarına göre düşme olaylarının yüksek eğimli yamaçlarda yaklaşık 50-85°'lik eğim aralıklarından kaynaklandığı tespit edilmiştir (Şekil 3). Kaya bloklarının, düşmeye

bağlı olarak kat ettiği mesafe kaya bloğunun şekli ve hacmine göre değişiklik göstermesinin yanı sıra yamacın eğim özelliklerine göre de farklılık göstermektedir. Eğim değerlerinin yüksek olduğu ancak eğim kırıklıkları nedeniyle eğimin aniden azaldığı dik yamaçlarda kaya blokları çok ileri mesafelere taşınamamaktadırlar. Ancak eğim değerlerinin yüksek ve eğim kırıklığının olmadığı yamaçlarda çok ileri mesafelere taşınabilmektedirler.

**Tablo 1.** Kaya bloklarına ait genel geometrik özellikler

**Table 1.** Geometric properties of the simulated rocks

No	X (Uzunluk) cm	Y (Genişlik) cm	Z (Yükseklik) cm	Hacim m <sup>3</sup>	Kütle kg	Kaya bloğunun şekli
K1	150	110	120	1.13	2969	Eş boyutlu, küresel
K2	190	190	60	1.10	2965	Uzunlamasına
K3	180	100	110	1.06	2873	Uzunlamasına
K4	110	90	110	0.79	2136	Eş boyutlu
K5	240	210	110	0.52	1414	Uzunlamasına
K6	200	150	120	1.52	4106	Uzunlamasına
K7	140	110	140	1.12	3035	Eş boyutlu
K8	150	120	120	0.72	1952	Eş boyutlu, küresel
K9	180	120	190	0.93	2497	Uzunlamasına, Yassı
K10	180	70	200	0.74	1720	Uzunlamasına
K11	230	220	150	3.02	8148	Eş boyutlu, küresel
K12	120	80	100	1.12	3035	Eş boyutlu
K13	170	140	220	2.63	7635	Eş boyutlu
K14	310	170	230	4.69	12667	Eş boyutlu

RAMMS yazılımı içerisinde 14 adet kaya bloğunun her birine 100'er adet olmak üzere toplamda 1400 adet kaya düşmesi benzetim modeli gerçekleştirilmiştir (Şekil 5). Kayaçların bulunduğu yamacın eğim özellikleri ile kaya bloklarının geometrik özelliklerinin bir sonucu olarak her kaya bloğu farklı oranda enerji, sıçrama yüksekliği ve hız değerlerine sahiptir (Tablo 2). 14 farklı kaya bloğunun modellenmesi sonucunda maksimum hareket

hızları 5,56 m/s ile 19,26 m/s arasında, maksimum sıçrama yükseklikleri 1,63 m ile 8,44 m, maksimum kinetik enerjileri ise 43 kJ ile 2.865 kJ arasında değişmektedir (Tablo 2, Şekil 5). En yüksek kinetik enerji 2.865 kJ ile K14 no'lu kaya bloğunda, en düşük kinetik enerji ise 43 kJ ile K3 no'lu kaya bloğunda görülmektedir. Bu değerlere göre 4,69 m<sup>3</sup> ile en yüksek hacim oranına ve eşboyutlu bir şekle sahip K14 bloğu maksimum enerjiye

ulaşır olarak belirlenmiştir. Ancak kaya bloklarının sahip oldukları kinetik enerji her zaman hacimleri ile ilişkili değildir. Blokların geometrik şekli sahip oldukları kinetik enerji miktarları üzerinde büyük etkiye sahiptir. Örneğin 1,06 m<sup>3</sup> hacme sahip K3 bloğu, analiz edilen en düşük hacimli kaya bloğu olmamasına rağmen kaya bloğunun yassı şeklinden dolayı en düşük kinetik enerji miktarına sahiptir. Benzer durum diğer yassı kaya bloklarında da görülmektedir. Kaya bloklarının hareket hızları 5,56 m/s - 19,26

m/s arasında değişirken en yüksek ve en düşük hız kinetik enerji oranları ile paralellik göstermektedir. Buna göre K14 en yüksek hıza, K3 ise en düşük hıza sahip kaya bloklarıdır. Kaya bloklarının sıçrama yükseklikleri ise düşme sonucunda 85°'yi bulan dik eğimli noktalarda 1,63 m - 8,44 m arasında değişmektedir. Enerji ve hız miktarlarının yüksek olduğu kaya blokları aynı oranda maksimum sıçrama yüksekliklerine ulaşmaktadır.

**Tablo 2.** Kaya düşmelerine ait benzetim modelleme sonuçları (E: Ev, Y: Yol, A: Ağaç)

**Table 2.** Results of rockfall simulations (E: House, Y: Road, A: Tree)

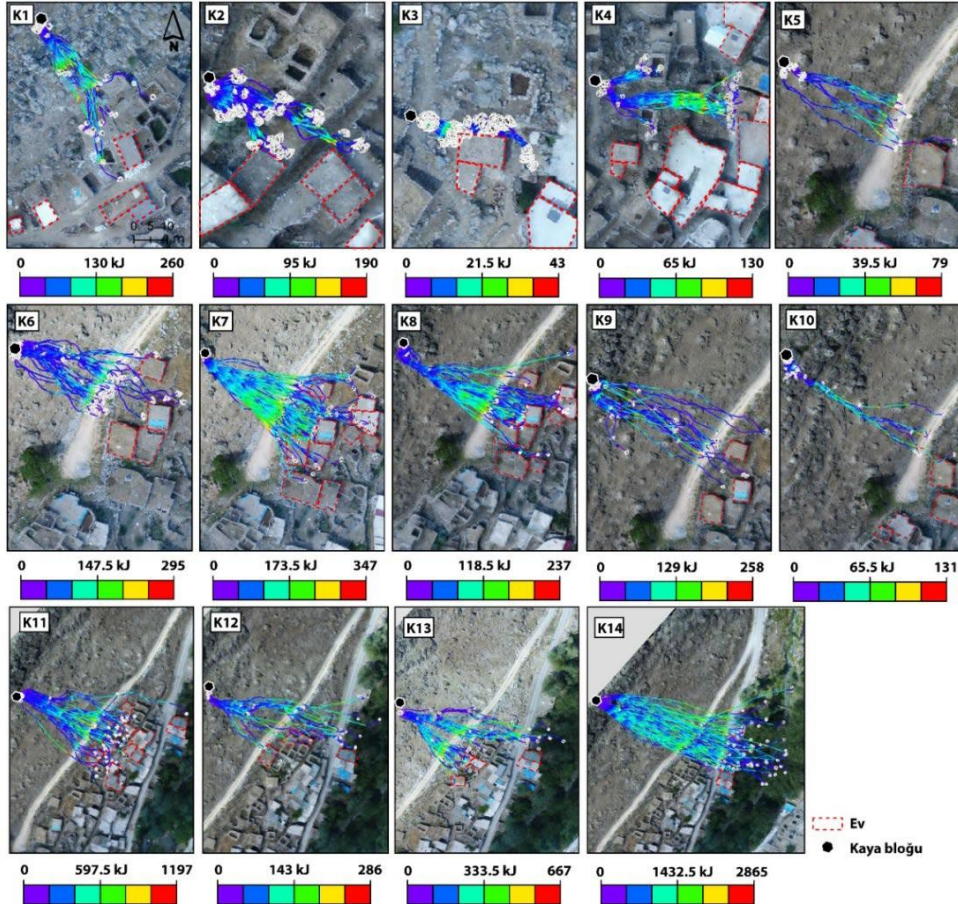
No	Mak. kinetik enerji (kJ)	Mak. hız (m/s)	Mak. sıçrama yüksekliği (m)	Mak. ilerleme mesafesi (m)	Risk altındaki unsurlar
K1	260	12.67	4.56	49	E
K2	190	11.02	3.01	27	E
K3	43	5.56	1.63	16	E
K4	130	10.35	3.65	41	E, Y
K5	79	10.25	3	46	Y
K6	295	11.59	3.22	56	E, Y
K7	347	14.2	4.89	62.5	E, Y
K8	237	14.56	5.14	68.5	E, Y
K9	258	13.48	4.94	63	E, Y
K10	131	11.65	3.98	73	E, Y, A
K11	1197	15.85	5.19	107.5	E, Y, A
K12	286	12.89	3.68	105	E, Y, A
K13	667	12.15	5.04	77.5	E, Y, A
K14	2865	19.26	8.44	156	E, Y, A

Her bir kaya bloğunun 100 farklı şekilde benzetim modellemesiyle kaya bloklarının olası ulaştıkları noktaların değerlendirilmesi sonucunda tehlike ve risk açısından şekilsel özelliklerinin büyük bir rol oynadığı, kaya bloklarının bulunduğu alanın topografik ve jeomorfolojik özelliklerinin kaya bloklarının

ilerleyişi bakımından önem taşıdığı görülmektedir. Bu nedenle, yerleşim birimleri içerisinde tespit edilen kaya bloklarının ilerleyişi genel olarak ev, yol, ağaç tarafından engellendiği fakat yörüngelerinde farklı rotalara saptıkları, yine yapılar ile büyük oranda temasta olduğu görülmektedir.

Neredeyse modellenen bütün kaya bloklarının ev, yol ve diğer unsurlara ulaşmakta olduğu belirlenmiştir (Şekil 5, Tablo 2). Kaya bloklarının ilerleyişi bakımından yine topografik ve jeomorfolojik özelliklerin uzun mesafeler katedilmesi noktasında öneme sahip olduğu anlaşılmaktadır. Bunun yanısıra yol ve ev gibi unsurların kaya bloklarının sönümlenmesinde ya da ilerleyişinin engellen-

mesinde bariyer görevi gördüğü fakat bu blokların büyük bir risk kaynağı oluşturduğu görülmektedir. Model sonuçlarına göre kaya blokları yerleşim birimleri içerisinde 16 m - 41 m arasında bir maksimum ilerleme mesafesine sahiptir. Kaynak alanına göre ise K5-K14 no'ları arasında yer alan kaya blokları ise 46 m - 156 m arasında bir maksimum mesafe katetmektedir.



**Şekil 5.** Kaya bloklarına ait yörünge ve kinetik enerji dağılım sonuçları

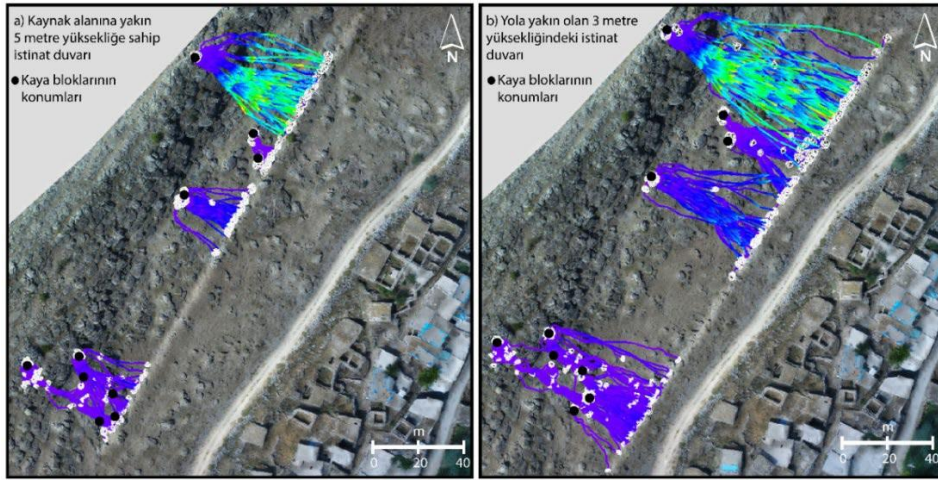
**Figure 5.** Trajectory and kinetic energy distribution results of rock blocks.

Kaya düşmesi benzetim modeli sonuçlarına göre yıkılmamış şekilde olan birçok yapıya ulaşma potansiyeli bulunan K5-K14 no'lu kaya

bloklarının yer aldığı kuzeydoğu kesiminin en yüksek kaya düşmesi tehlikesine sahip olduğu tespit edilmiştir (Şekil 5). Çok farklı

yörüngelere sahip bu kaya bloklarının kritik alanlarda barındırmış olduğu risklerin azaltılması için gerekli önlemlerin alınması gerekmektedir. RAMMS yazılımında yeni modelleme kapsamında SYM verisine sayısal olarak 142 m uzunluğunda ve 1,5 m genişliğinde istinat duvarları eklenmiştir. İstinat duvarları hem kaynak alanlarına hem

de yola yakın olacak şekilde iki farklı lokasyonda farklı yüksekliklere sahip olarak test edilmiştir (Şekil 6a). Sonuç olarak kaynak alanlarına yakın lokasyonda 5 m, yola yakın lokasyonda ise 3 m yükseklikli istinat duvarı tüm kaya düşmesi sürecini engellediği, yani modelde çalıştırılan tüm kaya bloklarını tuttuğu belirlenmiştir.



**Şekil 6.** Olası tehlike ve riskin önlenmesine yönelik modellenen istinat duvarları

**Figure 6.** Retaining walls modeled to avoid potential danger and risk

## SONUÇ

Kaya düşme çalışmalarında arazi çalışmaları ve ölçümlerinin yanı sıra yüksek çözünürlüklü ve güncel topografik veriler büyük önem taşımaktadır. Bu açıdan küçük alanlar için İHA görüntülerinden oluşturulacak yüksek çözünürlüklü SYM'leri gerçeğe yakın model çalışmalarının gerçekleştirilmesi bakımından son derece faydalı olduğu görülmüştür. Bu çalışmada hem tarihsel süreçte hem de günümüzde kaya düşmeleri olaylarının yaşandığı Murtaza köyünde var olan kaya düşme tehlikeleri İHA görüntülerinden elde edilen SYM verisi üzerinden 3B olarak

RAMMS kaya düşme yazılımı ortamında değerlendirilmiştir. Çalışmada arazide tespit edilen 14 kaya bloğu için toplam 1400 kaya düşmesi modeli oluşturulmuş ve sonuçlar hem kaya düşmesi tehlikesinin belirlenmesi hem de bu tehlikenin nasıl azaltılabileceği bakımından değerlendirilmiştir. Model sonuçlarına göre kaya bloklarının maksimum hareket hızları 5,56 m/s ile 19,26 m/s arasında, maksimum sıçrama yükseklikleri 1,63 m ile 8,44 m, maksimum kinetik enerjileri ise 43 kJ ile 2.865 kJ arasında değişmektedir. Kaya bloklarının büyük bölümü, özellikle çalışma alanının kuzeybatısında, ev ve yol gibi yapılara ulaşmaktadır. Riskin en fazla olduğu bu



kesimde olası kaya düşmesi risklerinin engellenmesi için 142 m uzunluğunda 1.5 m genişliğinde istinat duvarları modellenmiştir. Model sonuçlarına göre kaynak alanlarına yakın noktalarda 5 metre yüksekliğinde, kaynak alanından daha uzak ancak yola yakın konumda ise 3 metre yüksekliğinde bir istinat duvarının tüm kaya düşmelerini engelleyeceği sonucuna ulaşılmıştır.

Elde edilen tüm bu sonuçlara göre arazi ölçüm verileri, güncel topografyayı gerçeğe yakın temsil edebilen yüksek çözünürlüklü SYM verileri ve 3B kaya düşmesi modellerinin birlikte kullanılmasının kaya düşmeleri çalışmalarında çok etkili sonuçlar ortaya çıkardığı anlaşılmıştır.

#### **KATKI BELİRTME**

Çalışmaya katkılarından dolayı Niğde Valiliği İl Afet ve Acil Durum Müdürlüğü'ne teşekkür ederiz.

#### **KAYNAKÇA**

AFAD 2018. Murtazaköy Jeolojik Etüd Raporu. T.C. Niğde Valiliği, İl Afet ve Acil Durum Müdürlüğü., 11pp.

Ağca, M., Gültekin, N. ve Kaya, E. 2020. İnsansız hava aracından elde edilen veriler ile kaya düşme potansiyelinin değerlendirilmesi: Adam Kayalar örneği, Mersin. Geomatik, 5, 134–145.

Akın, M., Dinçer, İ., Ok, A.Ö., Orhan, A., Akin, M.K. ve Topal, T. 2021. Assessment of the effectiveness of a rockfall ditch through 3-D probabilistic rockfall simulations and automated image processing. *Engineering Geology*, 283, 106001.

Akın, M., Dinçer, İ. ve Orhan, A. 2020. Kaya Düşmelerinden Kaynaklı Afetlerin Değerlendirilmesine Yönelik Teknik Kılavuz. AFAD (T.C. İçişleri Bakanlığı Afet Ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı), 154pp.

Akın, M., Dinçer, İ., Orhan, A., Ok, A., Akin, M. ve Topal, T. 2019. Evaluation of the Performance of a Rockfall Ditch by 3-Dimensional Rockfall Analyses: Akköy (Ürgüp) Case. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 43, 211–232.

Aydın, A. ve Eker, R. 2017. Kaya yuvarlanmalarından etkilenen orman alanlarının belirlenmesi: İnebolu örneği. *İstanbul Üniversitesi Orman Fakültesi Dergisi*, 67, 136–149.

Aydın, A., Köse, N., Akkemik, Ü. ve Yurtseven, H. 2012. Assessment and analysis of rockfall-caused tree injuries in a Turkish fir stand: A case study from Kastamonu-Turkey. *Journal of Mountain Science*, 9, 137–146.

Azzoni, A., La Barbera, G. ve Zaninetti, A. 1995. Analysis and prediction of rockfalls using a mathematical model. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and*, 32, 709–724.

Bartelt, P., Bieler, C., Bühler, Y., Christen, M., Christen, M., Dreier, L., Gerber, W., Glover, J., Schneider, M., Glocker, C., Leine, R. ve Schweizer, A. 2016. RAMMS: ROCKFALL User Manual v1.6. WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, 102pp.

Borella, J.W., Quigley, M. ve Vick, L. 2016. Anthropocene rockfalls travel farther than prehistoric predecessors. *Science Advances*, 2.

Charalambous, S. ve Sakellariou, M. 2007. Estimation of rockfall hazard using a GIS-based three-dimensional rockfall simulation model. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 40, 1934.

Chen, G., Zheng, L., Zhang, Y. ve Wu, J. 2013. Numerical simulation in rockfall analysis: A close comparison of 2-D and 3-D DDA. *Rock Mechanics and Rock*



- Engineering, 46, 527–541.
- Christen, M., Bühler, Y., Bartelt, P., Leine, R., Glover, J., Schweizer, A., Graf, C., Mcardell, B.W., Gerber, W., Deubelbeiss, Y., Feistl, T. ve Volkwein, A. 2012. Integral Hazard Management Using a Unified Software Environment Numerical Simulation Tool 'RAMMS'. In: 12th Congress INTERPRAEVENT. Grenoble, 77–86.
- Çiflikli, M. ve Bozkaya, Ö. 2018. Niğde Volkanik Kompleksi (Kb Niğde) Erken-Geç Pliyosen Yaşlı Melendiz Volkanitlerinin Hidrotermal Alterasyon Özellikleri. In: Uluslararası katılımlı Kapadokya Yerbilimleri Sempozyumu 24-26 Ekim 2018, Niğde. Niğde, 242–248.
- Crosta, G.B. ve Agliardi, F. 2003. Natural Hazards and Earth System Sciences A methodology for physically based rockfall hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 407–422.
- Crosta, G.B., Agliardi, F., Frattini, P. ve Lari, S. 2015. Key Issues in Rock Fall Modeling, Hazard and Risk Assessment for Rockfall Protection. In: G. Lollino (Editor) *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 2: Landslide Processes*. Switzerland, Springer International Publishing, 43–58.
- Dinçer, İ., Orhan, A., Frattini, P. ve Crosta, G.B. 2016. Rockfall at the heritage site of the Tattarin Underground City (Cappadocia, Turkey). *Natural Hazards*, 82, 1075–1098.
- Dorren, L.K.A., Berger, F. ve Putters, U.S. 2006. Real-size experiments and 3-D simulation of rockfall on forested and non-forested slopes. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 145–153.
- Ergünay, O. 2007. Türkiye'nin Afet Profili. In: TMMOB Afet Sempozyumu. Ankara, 1–14.
- Evans, S.G. ve Hungr, O. 1993. The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 30, 620–636.
- Geniş, M., Sakız, U. ve Çolak Aydın, B. 2017. A stability assessment of the rockfall problem around the Gökgöl Tunnel (Zonguldak, Turkey). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 76, 1237–1248.
- Gökçe, O., Özden, Ş. ve Demir, A. 2008. Türkiye'de afetlerin mekansal ve istatistiksel dağılımı, Afet bilgileri envanteri. Ankara, BAYINDIRLIK VE İSKAN BAKANLIĞI, 122pp.
- Gül, M., Özbek, A. ve Karacan, E. 2016. Rock fall hazard assessment in Asar Hill, ancient Mabolla City, Mugla—SW Turkey. *Environmental Earth Sciences*, 75, 1310.
- Guzzetti, F., Crosta, G., Detti, R. ve Agliardi, F. 2002. STONE: A computer program for the three-dimensional simulation of rock-falls. *Computers and Geosciences*, 28, 1079–1093.
- Katz, O., Reichenbach, P. ve Guzzetti, F. 2011. Rock fall hazard along the railway corridor to Jerusalem, Israel, in the Soreq and Refaim valleys. *Natural Hazards*, 56, 649–665.
- Kayabaşı, A. 2018. The assesment of rockfall analysis near a railroad: a case study at the Kızılınler village of Eskişehir, Turkey. *Arabian Journal of Geosciences*, 11, 800.
- Kutluca, A.K. 2006. The Izmir City and Natural Hazard Risks. In: 46th Congress of the European Regional Science Association: 'Enlargement, Southern Europe and the Mediterranean'. Volos, Greece, 46th

- Congress of the European Regional Science Association: 'Enlargement, Southern Europe and the Mediterranean', 1–22.
- Lan, H., Derek Martin, C. ve Lim, C.H. 2007. RockFall analyst: A GIS extension for three-dimensional and spatially distributed rockfall hazard modeling. *Computers and Geosciences*, 33, 262–279.
- Leine, R.I., Schweizer, A., Christen, M., Glover, J., Bartelt, P. ve Gerber, W. 2014. Simulation of rockfall trajectories with consideration of rock shape., 241–271pp.
- Liu, G., Li, J. ve Wang, Z. 2021. Experimental Verifications and Applications of 3D-DDA in Movement Characteristics and Disaster Processes of Rockfalls. *Rock Mechanics and Rock Engineering*.
- Lu, G., Caviezol, A., Christen, M., Demmel, S.E., Ringenbach, A., Bühler, Y., Dinneen, C.E., Gerber, W. ve Bartelt, P. 2019. Modelling rockfall impact with scarring in compactable soils. *Landslides*, 16, 2353–2367.
- Mary Vick, L., Zimmer, V., White, C., Massey, C. ve Davies, T. 2019. Significance of substrate soil moisture content for rockfall hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 19, 1105–1117.
- Matas, G., Lantada, N., Corominas, J., Gili, J.A., Ruiz-Carulla, R. ve Prades, A. 2017. RockGIS: a GIS-based model for the analysis of fragmentation in rockfalls. *Landslides*, 14, 1565–1578.
- Öztürk, M.Z., Çetinkaya, G. ve Aydın, S. 2017. Köppen-Geiger İklim Sınıflandırmasına Göre Türkiye'nin İklim Tipleri. *Coğrafya Dergisi / Journal of Geography*, 35, 17–27.
- Perret, S., Dolf, F. ve Kienholz, H. 2004. Rockfalls into forests: Analysis and simulation of rockfall trajectories - considerations with respect to mountainous forests in Switzerland. *Landslides*, 1, 123–130.
- Pradhan, B. ve Fanos, A.M. 2017. Rockfall Hazard Assessment: An Overview. In: *Laser Scanning Applications in Landslide Assessment*. Cham, Springer International Publishing, 299–322.
- Taga, H. ve Zorlu, K. 2016. Assessment of rockfall hazard on the steep-high slopes: Ermenek (Karaman, Turkey). *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 1–32.
- Tanarro, L.M. ve Munoz, J. 2012. Rockfalls in the Duratón canyon, central Spain: Inventory and statistical analysis. *Geomorphology*, 169–170, 17–29.
- Topal, T., Akin, M. ve Özden, U.A. 2007. Assessment of rockfall hazard around Afyon Castle, Turkey. *Environmental Geology*, 53, 191–200.
- Utlü, M., Öztürk, M.Z. ve Şimşek, M. 2020a. Emli Vadisi'ndeki (Aladağlar) Talus Depolarının Kantitatif Analizlere Göre İncelenmesi. In: S. Birinci, Ç. Kıvanç Kaymaz and Y. Kızıllan (Editors) *Coğrafi Perspektifle Dağ Ve Dağlık Alanlar (Sürdürülebilirlik-Yönetim-Örnek Alan İncelemeleri)*. İstanbul-Turkey, Kriter Yayınevi, 51–72.
- Utlü, M., Öztürk, M.Z. ve Şimşek, M. 2020b. Rockfall analysis based on UAV technology in Kazıklıali Gorge, Aladağlar (Taurus Mountains, Turkey). *International Journal of Environment and Geoinformatics*, 7, 239–251.
- Utlü, M., Öztürk, M.Z. ve Şimşek, M. 2021. Yüksek Çözünürlüklü Sayısal Yüzey Modellerine Uygulanan Üç Boyutlu Analizler ile Kaya Düşmelerine Ait Sayısal Risk Değerlendirmesi: Ünlüyaka Köyü (Niğde, Türkiye). In: M.F. Döker and E.

Akköprü (Editors) Coğrafya Araştırmalarında Coğrafi Bilgi Sistemleri Uygulamaları II. Ankara-Turkey, Pegem Akademi, 51–69.

Varnes, D.J. 1978. Slope Movement Types and Processes. In: R.L. Schuster and R.J. Krizek (Editors) Landslides: Analysis and Control, Transportation Research Board. 11–33.

Wieczorek, G.F., Stock, G.M., Reichenbach, P., Snyder, J.B., Borchers, J.W. and Godt, J.W. 2008. Investigation and hazard assessment of the 2003 and 2007 Staircase Falls rock falls, Yosemite National Park, California, USA. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8, 421–432.

Žabota, B., Repe, B. and Kobal, M. 2019. Influence of digital elevation model resolution on rockfall modelling. *Geomorphology*, 328, 183–195.