



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

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

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

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

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

• Geliş/Received: 25.12.2020

• Düzeltilmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 15.04.2021

• Kabul/Accepted: 01.05.2021

• Çevrimiçi Yayın/Available online: 09.07.2021

• Baskı/Printed: 25.08.2021

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

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

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

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

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

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

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

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

GİRİŞ

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

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

JEOLJİK VE TEKTONİK ORTAM

Bölgesel Jeoloji

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

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

Gümüldür Fayı (GF)

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

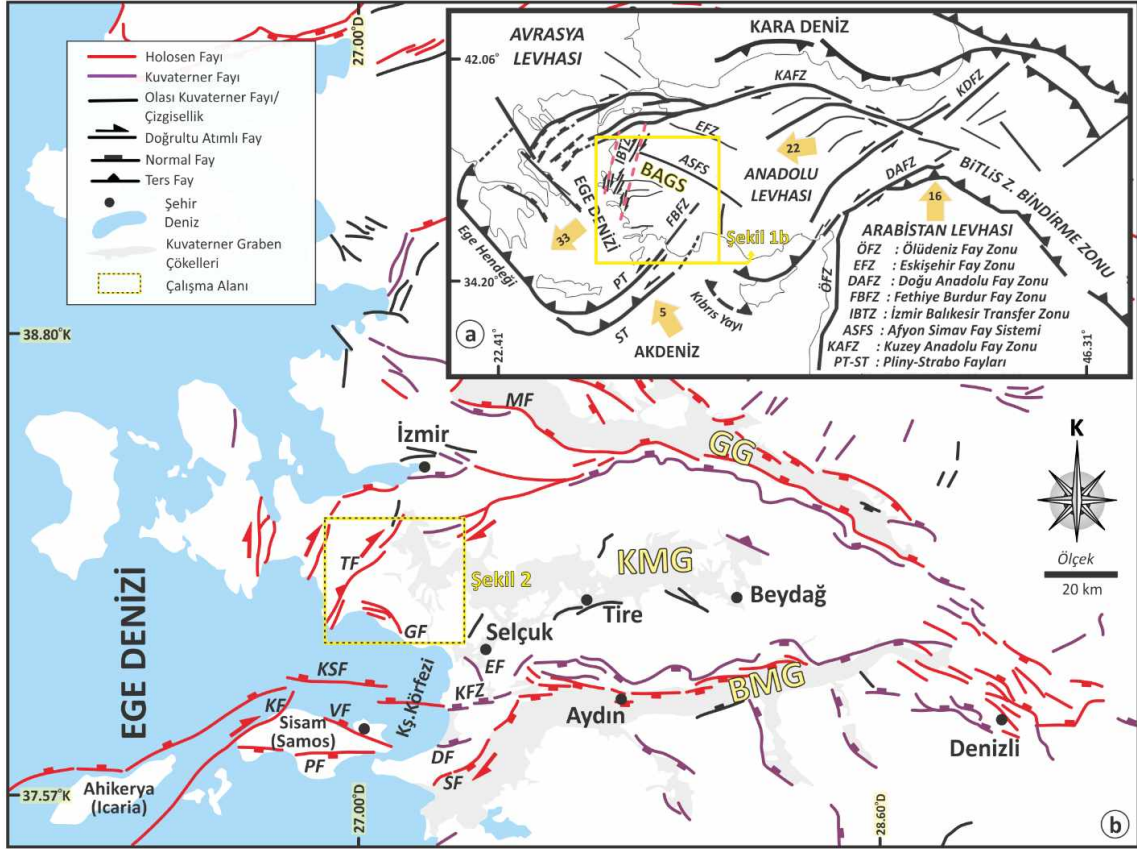
Bölgede Ocakoğlu vd. (2004)'in fay boyunca fayın doğrultusuna dik olarak atılmış KB-GD doğrultulu sismik yansıma kesitlerine bakıldığında, GF'nin doğu devamına koşut olacak şekilde gelişmiş denizaltı faylarının olduğu şeklinde değerlendirilmiştir. Ancak Ocakoğlu ve Demirbağ (2005), K-G doğrultulu sismik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

Çalışma Alanının Stratigrafisi

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

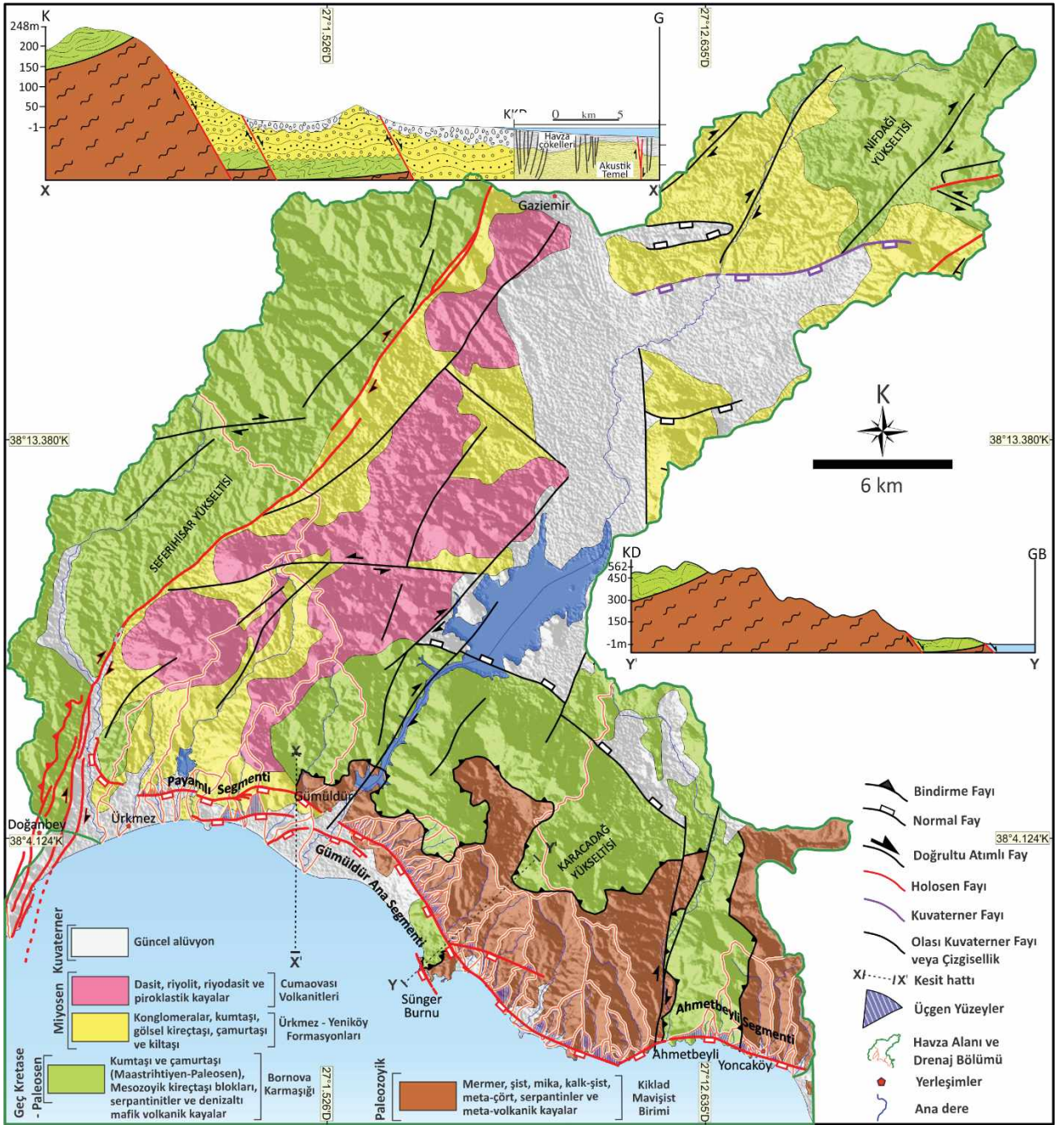
2002a ve 2002b). Literatürde yaygın olarak (örn. Ring vd., 2003) ve özellikle en yeni çalışmalara (örn. Çetinkaplan vd., 2020) bakıldığında bu kaya

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



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

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



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

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

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

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

Bölgenin Sismotektoniği

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

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

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

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

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

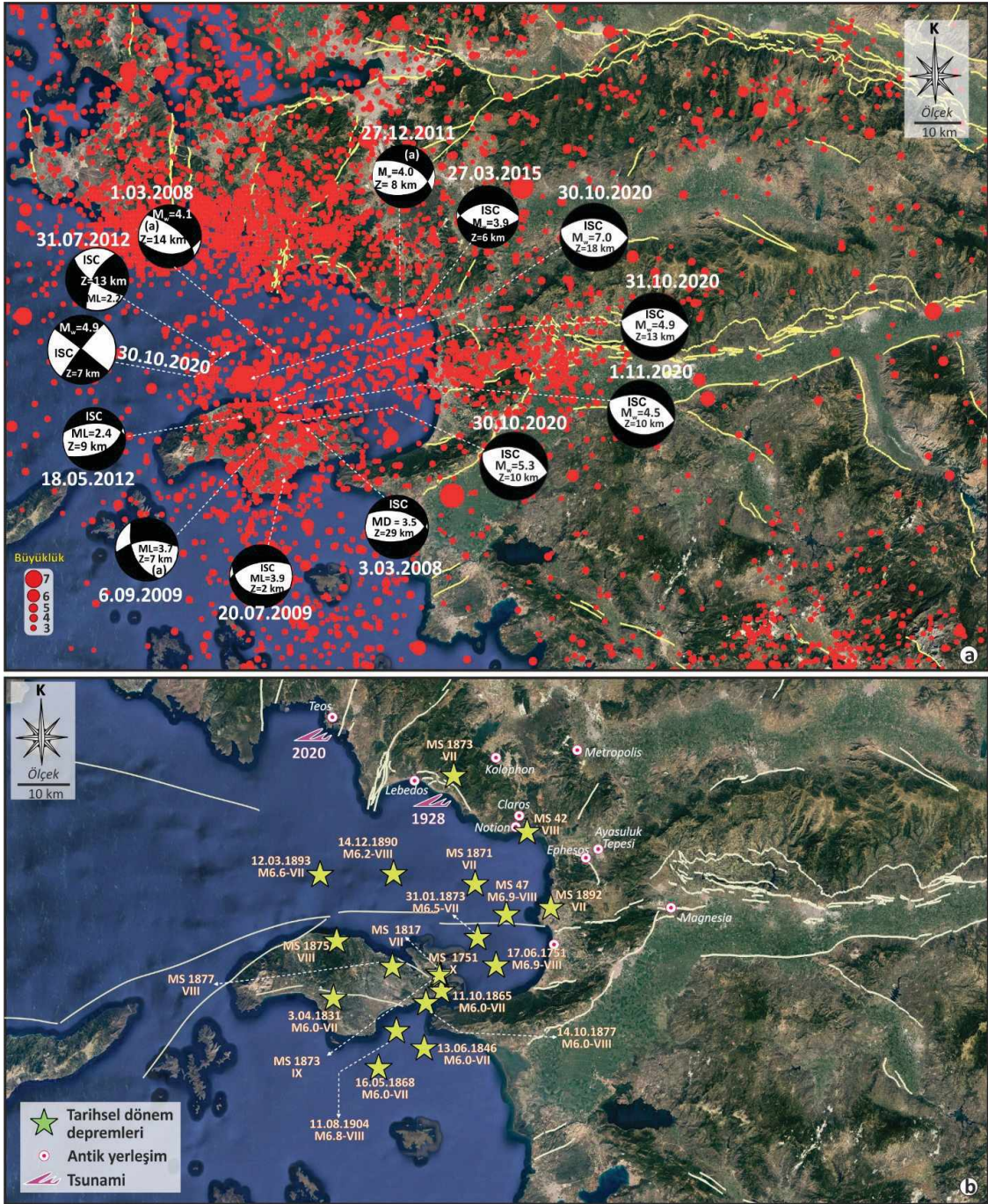
Taxeidis, (2003) tarafından bildirilen 1 Şubat 1873 depreminin merkez üssü, bugünün Tahtalı barajının mansap kısmında yer almaktadır. 7 Kasım 1871 Ahmetbeyli depremi için Ambraseys (2009), İzmir'de saat 14:44'te hissedildiğini ve 2 öncü deprem gerçekleştiğini tanımlamıştır. Ahmetbeyli'nin açıklarında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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

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

YÖNTEM

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

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

Vadi Taban Genişliği-Yüksekliği Oranı (V_p)

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

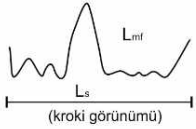
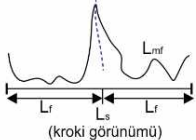
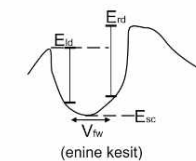
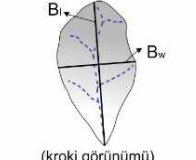
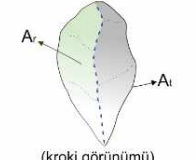
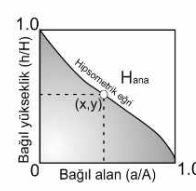
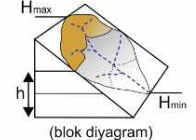
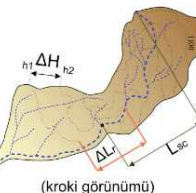
küçük ölçekli havzalarda 100-250 m arası, büyük havzalarda ise 500 m-1 km arası uzaklıklar kullanılmaktadır (Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Eski vd., 2020). Ancak bölgede alüvyon kalınlığının miktarı ve havza bitimine en yakın yükselti de göz önüne alındığında büyük ölçekli havzalar için bu uzaklık yaklaşık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

Dağ Önü Sinüslüğü (S_{mf})

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

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

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

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

Üçgen Yüzey Oranı (L_f/L_s)

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

Asimetri Faktörü (AF)

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

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

Havza Şekli Geometrisi (B_s)

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

Akarsu Eğim – Uzunluk (Hack) İndisi (SL)

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

Kaya Dayanım Parametreleri

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

Hipsometrik İndis ve Hipsometrik İntegral (HI)

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

Arazi Çalışmaları

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

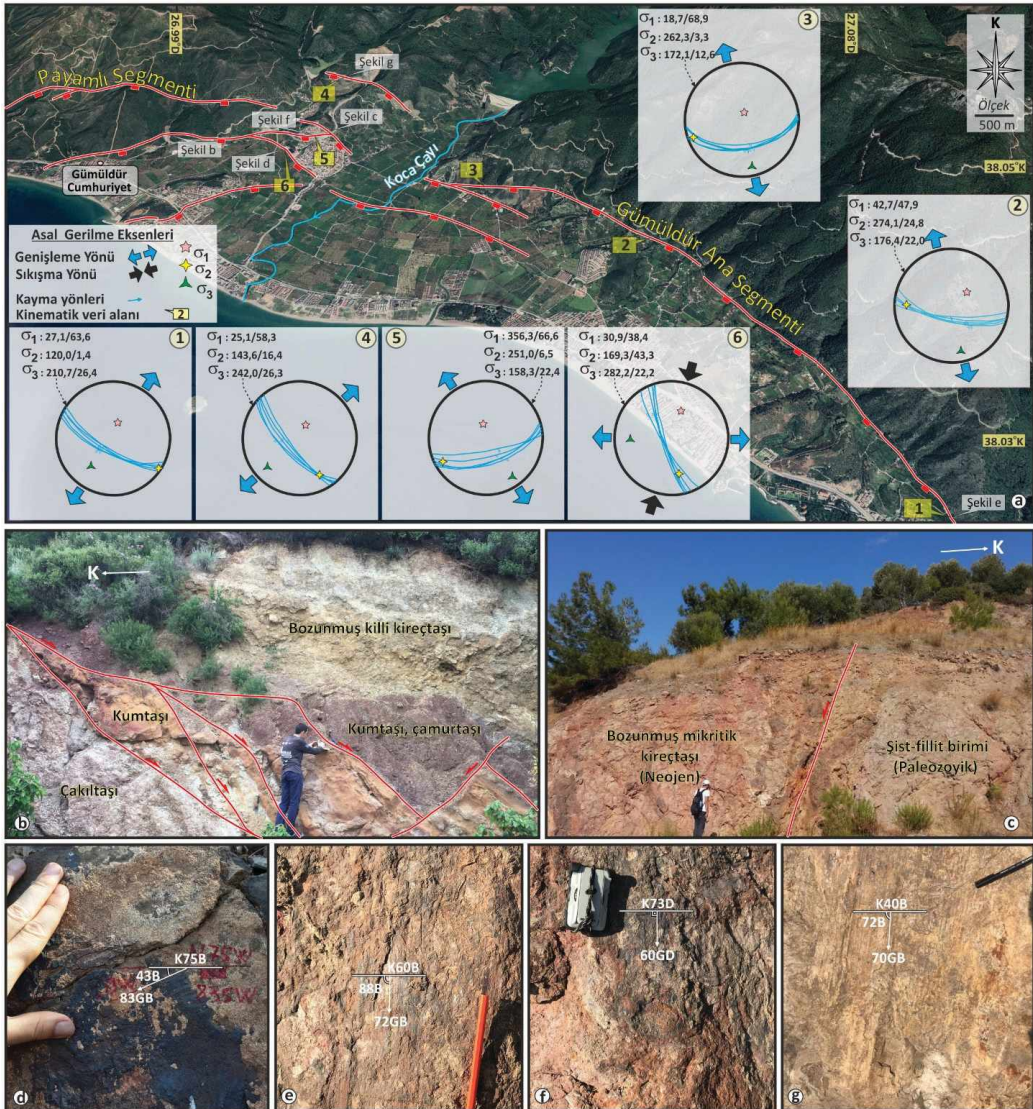
BULGULAR

Arazi Verileri

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

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

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



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

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

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

Bölgedeki Çalışmalarda Hesaplanan Morfometrik İndisler

Vadi Taban Genişliği-Yüksekliği Oranı (V_f)

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

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

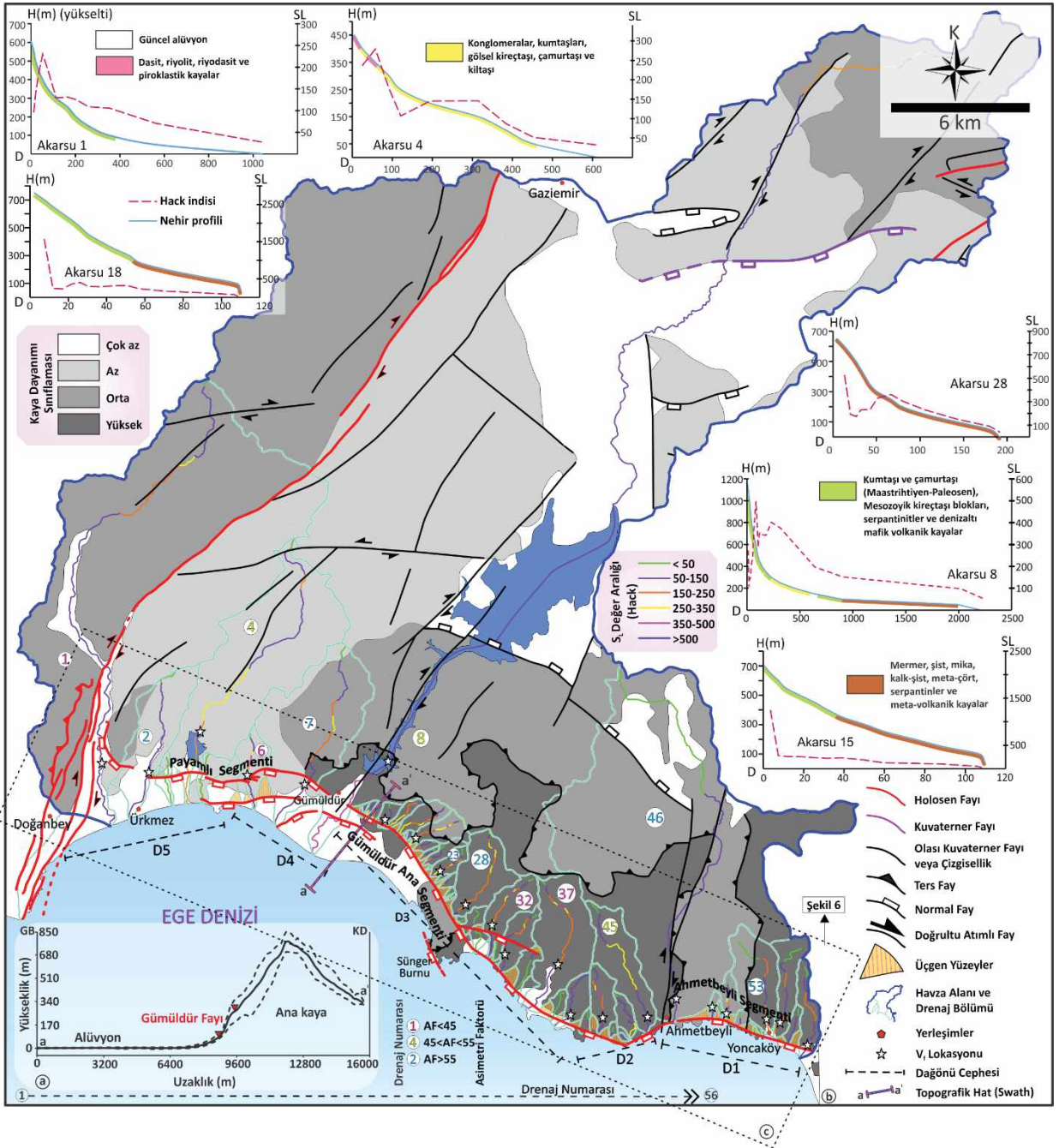
Dağ Önü Cephesi Eğriliği (S_{mf})

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

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

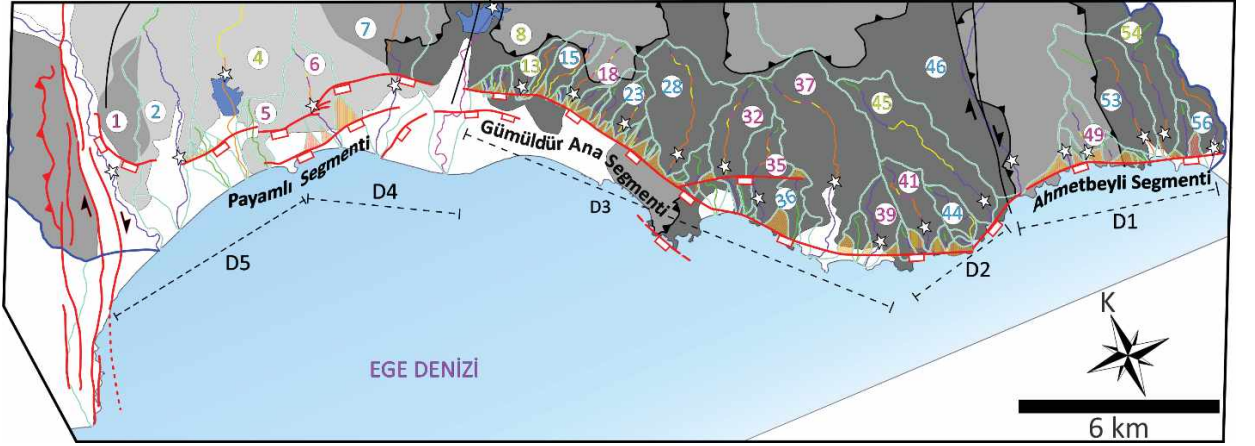
Table 3. Morphometric analysis results calculated along the northern border of Kuşadası Bay. DC: Mountain Front, AN: Drainage Number, HI: Hypsometric Integral, AF: Asymmetry Factor, V_f : Valley Height-Valley Width, S_{mf} : Mountain Front Sinuosity, Bs: Basin Shape Geometry, SL: Stream Length Gradient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

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



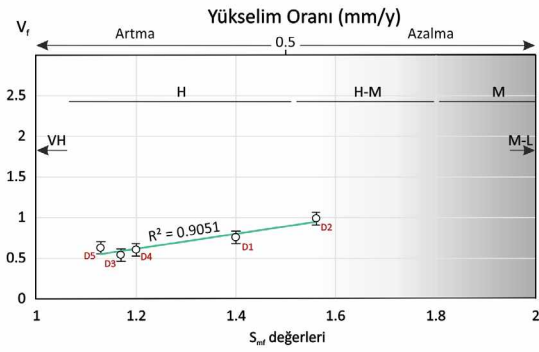
Şekil 5.a) Ana kaya ile alüvyonu sınırlayan Gümüldür Fayı ve morfolojiyi gösteren GB-KD uzanımlı swath profili, b) Çalışma alanının kaya dayanım seviyeleri ve ana dereler boyunca SL indisleri grafikleri (Selby, 1980'e göre). Daireler SL indisleri anomalilerinin dağılımını gösteren hesaplanmış havzaları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

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



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

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



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

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

Üçgen Yüzey Oranı (L_f/L_s)

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

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

Asimetri Faktörü (AF)

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

Havza Şekli Geometrisi (Bs)

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

Akarsu Eğim – Uzunluk İndisi (SL)

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

Kaya Dayanım Parametreleri

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

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

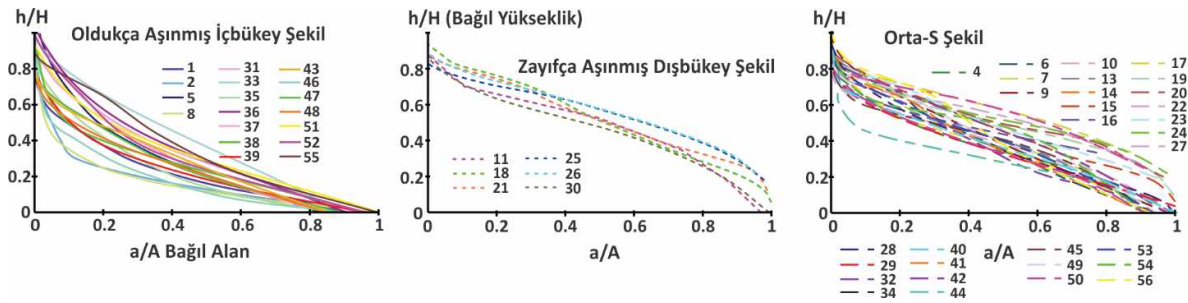
Hipsometrik İndis ve Hipsometrik İntegral (HI)

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

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

TARTIŞMA

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



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

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

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

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

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

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

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

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

Morfolojik İndis	Fay Adı-Uzunluğu-Diri Fay Sınıfı													
	^a GF-30km-Holosen		^b MF-61km-Holosen		^c KeF-24km-Holosen		^d SF-40km-Holosen		^e KaF-26km-Kuvaterner		^{f,g} HF-25km-Holosen		^h GöF-18-Holosen	
	EBD	EKD	EBD	EKD	EBD	EKD	EBD	EKD	EBD	EKD	EBD-EKD	EBD-EKD	EBD	EKD
HI	0,53	0,16	0,68	0,19	0,67	0,06	0,86	0,22	0,63	0,33	^f 0,73- ^g 0,60	^f 0,40- ^g 0,20	0,68	0,28
V_f	0,98	0,54	0,75	0,04	1,18	0,06	1,66	0,27	1,07	0,21	^f 0,17- ^g 0,66	^f 0,03- ^g 0,10	1,84	0,20
S_{mf}	1,56	1,13	1,14	1,11	1,56	1,12	1,96	1,15	2,51	1,51	^f 1,14		1,15	1,14
											^g 1,75	1,00		
L_f/L_s	23,45	0,81	0,96	0,85	-	-	-	-	-	-	^f 0,95		-	-
											^g 0,46	^g 0,23		
AF	78	19	73	20	75	11	0,76	0,23	76	38	^f 82- ^g 77	^f 46- ^g 32	81	18
B_s	5,98	1,05	-	-	7,4	1,5	5,75	1,04	7,92	2,85	^g 5,06	^g 1,53	0,74	0,42
SL	837	25	-	-	-	-	1303	130	339	123	-	-	268	10
U (mm)	>0,5 ⁱ		>0,5 ⁱ		0,5 ⁱ	0,1 ⁱ	>0,05 ⁱ		0,5 ⁱ	0,05 ⁱ	^f 0,38 ⁱ	^f 0,15 ⁱ	0,43 ⁱ	0,25 ⁱ
R²	91		-		-	-	-		-	-	-		33	

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

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

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

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

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

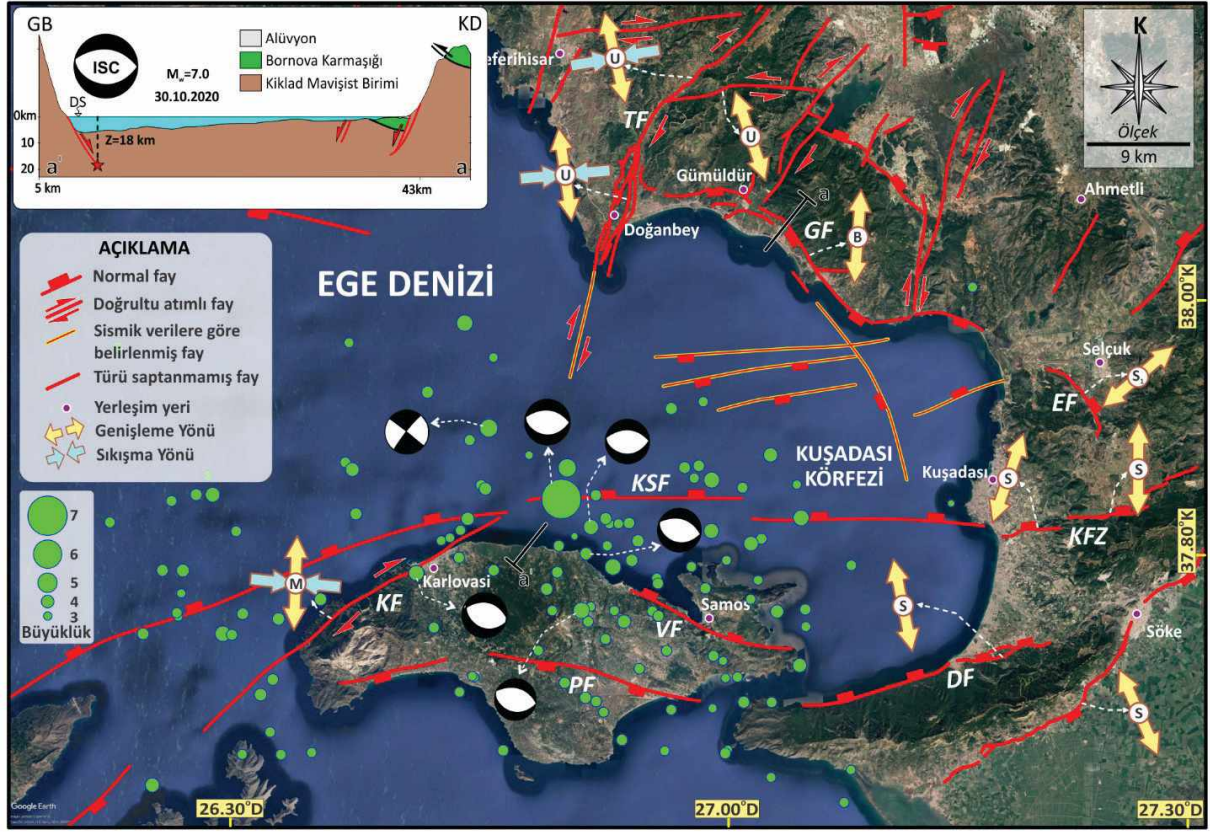
Ayrıca D3 dağ önündeki küçük drenaj havzalarının geometrileri ve bunların bir araya getirdiği havzalar, fayın jeomorfolojik olarak farklı dönemlerde de diri olduğunu yansıtan en önemli verilerden biridir. Bölgedeki drenaj havzaları genellikle uzunlamasına geometri sunduğundan, $B_s > 2$ değerlerine sahip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

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

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

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

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



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

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

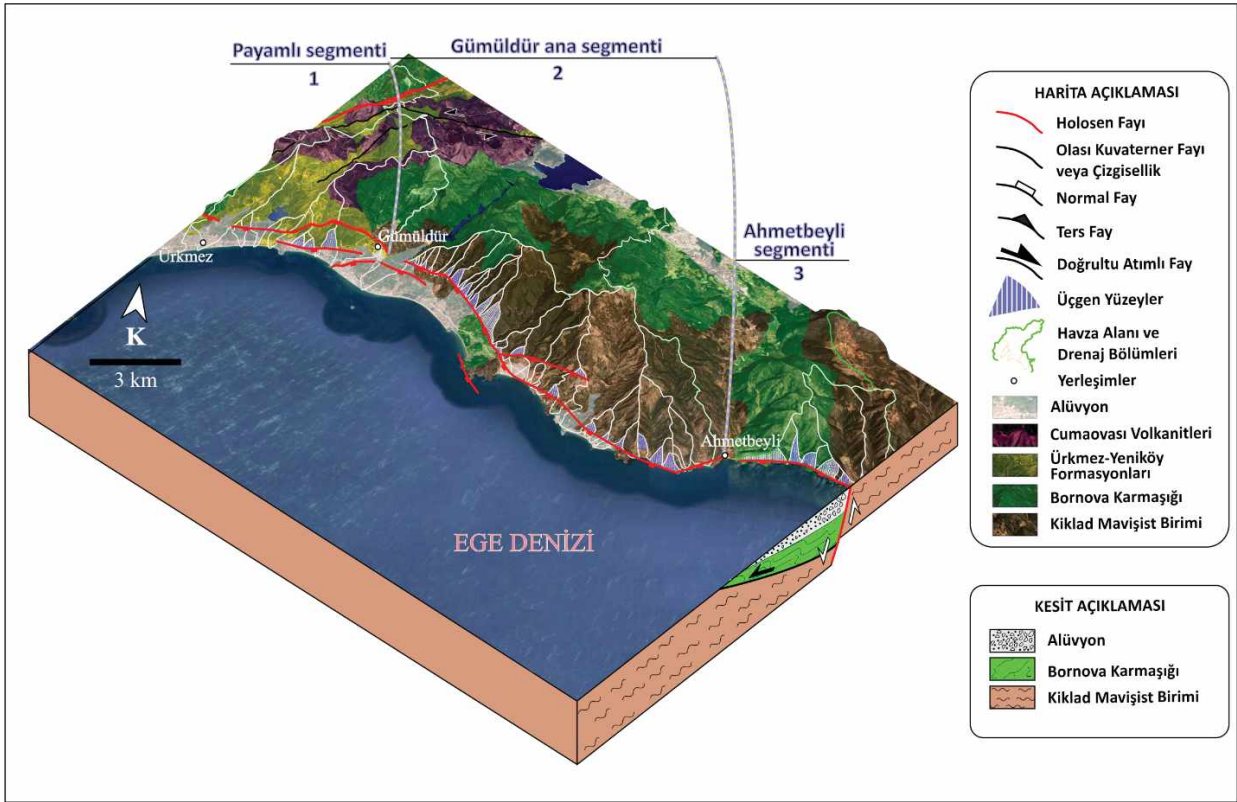
30 Ekim 2020 Sisam depreminin artçı şoklarının KD-yönelimli olması ve ilgili AFAD raporunda bu dizilimdeki artçı şokların sağ yanal çözüm vermesi TF'nin deniz içinde uzantısının KF olabileceğini düşündürür. Bununla birlikte, Altunel ve Pınar (2021), EF ve KSF arasındaki gerininim sağ yanal bir transfer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

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

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

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

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



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

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

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

SONUÇLAR

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

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

EXTENDED SUMMARY

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

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

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

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




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

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

KATKI BELİRTME

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

ORCID

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

KAYNAKLAR / REFERENCES

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

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

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

- Keller, E.A., & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Upper Saddle River, New Jersey, Prentice-Hall Inc.
- Khalifa, A., Cakir, Z., Lewis, O. & Şinasi, K. (2018). Morphotectonic analysis of the East Anatolian Fault, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 27(2), 110-126.
- Koçyigit, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E. 1999. Discussion on evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 156, 1240-1242.
- Konak N. (2002a). 1/500.000 Türkiye Jeoloji Haritası İzmir Paftası, (Şenel M. (ed.)). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- Konak N. (2002b). 1/500.000 Türkiye Jeoloji Haritası Denizli Paftası, (Şenel M. (ed.)). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara.
- Le Pichon, X. & Angelier, J. (1979). The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60(1-2), 1-42.
- Lykousis, V., Anagnostou, C., Pavlakis, P., Rousakis, G. & Alexandri, M. (1995). Quaternary sedimentary history and neotectonic evolution of the eastern part of Central Aegean Sea, Greece. *Marine Geology*, 128(1-2), 59-71.
- Maniatis, G. & Hampel, A. (2008). Along-strike variations of the slip direction on normal faults: Insights from three-dimensional finite-element models. *Journal of Structural Geology*, 30(1), 21-28.
- Mayer, L. (1986). Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In R. E. Wallace (Ed.), *Active tectonics, Studies in Geophysics* (pp. 125-135). National Academy Press.
- McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 30(2), 109-185.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 55(1), 217-254.
- Mountrakis, D., Kiliyas, A., Vavliakis, E., Psilovikos, A. & Thomaidou, E. (2003). Neotectonic map of Samos island (Aegean Sea, Greece): implication of geographical information systems in the geological mapping. In *4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy* (pp. 11-13).
- Mozafari, N., Tikhomirov, D., Sumer, Ö., Özkaymak, Ç., Uzel, B., Yeşilyurt, S., Ivy-Ochs, S., Vockenhuber, C., Sözbilir, H. & Akçar, N. (2019). Dating of active normal fault scarps in the Büyük Menderes Graben (western Anatolia) and its implications for seismic history. *Quaternary Science Reviews*, 220, 111-123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.002>
- Necmioğlu, Ö. (2014). *Tsunami Hazard in Turkey and Surroundings* [Doctoral dissertation, PhD. Thesis]. Boğaziçi University, Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute Istanbul, Turkey.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. & Kuşçu, İ. (2004). Neotectonic structures in the area offshore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. *Tectonophysics*, 391(1-4), 67-83.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. & Kuşçu, İ. (2005). Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Marine Geology*, 219(2-3), 155-171.
- Okay, A. I. (2001). Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes Massif: a new structural model. *International Journal of Earth Sciences*, 89(4), 709-727.
- Okay, A. I. & Altiner, D. (2007). A condensed Mesozoic succession north of İzmir: A fragment of the Anatolide-Tauride platform in the Bornova Flysch Zone. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16(3), 257-279.
- Okay, A. I. & Siyako, M. (1993). İzmir-Balıkesir arasında İzmir-Ankara Neo-Tetis Kenedinin yeni konumu. Türkiye ve Çevresinin Tektoniği-Petrol Potansiyeli. S. Turgut (Ed.) *Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri*, (s. 333-355).
- Okay, A. İ., Kaşlılar-Özcan, A., Imren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E. & Kuşçu, İ. (2000). Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321(2), 189-218.
- Özgenç, İ. (1978). Cumaovası (İzmir) asit volkanitlerinde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki görelî yaş ilişkisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 21(1), 31-84.
- Özkaymak, Ç. & Sözbilir, H. (2008). Stratigraphic and structural evidence for fault reactivation: the active

- Manisa fault zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(3), 615-635.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Uzel, B. & Akyüz, H. S. (2011). Geological and palaeoseismological evidence for late Pleistocene–Holocene activity on the Manisa Fault Zone, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20(4), 449-474.
- Özkaymak, Ç. & Sözbilir, H. (2012). Tectonic geomorphology of the Spildağı high ranges, western Anatolia. *Geomorphology*, 173, 128-140.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H. & Uzel, B. (2013). Neogene–Quaternary evolution of the Manisa Basin: Evidence for variation in the stress pattern of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, western Anatolia. *Journal of Geodynamics*, 65, 117-135.
- Özkaymak, Ç. (2015) Tectonic analysis of the Honaz Fault (western Anatolia) using geomorphic indices and the regional implications. *Geodinamica Acta*, 27(2-3), 110-129.
- Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Gecievi, M. O., & Tiryakioğlu, İ. (2019). Late Holocene coseismic rupture and aseismic creep on the Bolvadin Fault, Afyon Akşehir Graben, western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28(6), 787-804.
- Özsayın, E. (2016). Relative tectonic activity assessment of the Çameli Basin, Western Anatolia, using geomorphic indices. *Geodinamica Acta*, 28(4), 241-253.
- Pavlidis, S., Tsapanos, T., Zouros, N., Sboras, S., Koravos, G. & Chatzipetros, A. (2009). Using active fault data for assessing seismic hazard: a case study from NE Aegean sea, Greece. In *Earthquake Geotechnical Engineering Satellite Conference XVIIth International Conference on Soil Mechanics & Geotechnical Engineering* (Vol. 10, p. 2009).
- Pérez-Peña, J. V., Azor, A., Azañón, J. M. & Keller, E. A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119(1-2), 74-87.
- Radaideh, O. M. & Mosar, J. (2019). Tectonics controls on fluvial landscapes and drainage development in the westernmost part of Switzerland: Insights from DEM-derived geomorphic indices. *Tectonophysics*, 768, Article 228179. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228179>
- Ramírez-Herrera, M. T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(4), 317-332. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199804\)23:4<317::AID-ESP845>3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199804)23:4<317::AID-ESP845>3.0.CO;2-V)
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R., ... & Karam, G. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5). <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Rimando, J. M. & Schoenbohm, L. M. (2020). Regional relative tectonic activity of structures in the Pampean flat slab segment of Argentina from 30 to 32° S. *Geomorphology*, 350, Article 106908.
- Ring, U. W. E., Johnson, C., Hetzel, R. & Gessner, K. (2003). Tectonic denudation of a Late Cretaceous–Tertiary collisional belt: regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. *Geological Magazine*, 140(4), 421-441.
- Roberts, G. P. (1996). Variation in fault-slip directions along active and segmented normal fault systems. *Journal of Structural Geology*, 18(6), 835-845.
- Rockwell, T. K., Keller, E. A., Clark, M. N. & Johnson, D. L. (1984). Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95(12), 1466-1474.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F. & Holbrook, J.M. (2000). *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press
- Schwanghart, W. & Kuhn, N.J. (2010) TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environment Modelling and Software* 25, 770-781.
- Selby, M. J. (1980). A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie Stuttgart*, 24(1), 31-51.
- Seyitoğlu, G. & Scott, B. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128(2), 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B. C. & Rundle, C. C. (1992). Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *Journal of the Geological Society*, 149(4), 533-538.

- Seyitoğlu, G., Işık, V. & Çemen, I. (2004). Complete Tertiary exhumation history of the Menderes massif, western Turkey: an alternative working hypothesis. *Terra Nova*, 16(6), 358-364.
- Seyitoğlu, G. ve Esat, K. (2019) Bolu-İzmir Arasında Kuzey Anadolu Fay Zonu Güney Kolu'na Ait Olası Segment Dağılımı: İzmir-Balıkesir Transfer Zonu Yorumunun Uygunluğu Üzerine Bir Tartışma. H. Sözbilir, Ç. Özkaymak, B. Uzel, Ö. Sümer, M. Softa, Ç. Tepe, S. Eski (Ed.ler), 72. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri ve Tam Metin Bildiriler Kitabı, (s.475-477). Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/174e0f6fa731893_ek.pdf 475-477.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C. & Bardaji, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50(1-3), 203-225.
- Softa, M., Emre, T., Sözbilir, H., Spencer, J. Q. & Turan, M. (2018). Geomorphic evidence for active tectonic deformation in the coastal part of Eastern Black Sea, Eastern Pontides, Turkey. *Geodinamica Acta*, 30(1), 249-264.
- Soysal, H., Sipahiođlu, S., Kolçak, D. & Altınok, Y. (1981). *Türkiye ve Cevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu*. (Proje no: TBAG 341). İstanbul. TUBITAK.
- Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10(2), 51-67.
- Sözbilir, H. (2002). Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15(5-6), 277-288.
- Sözbilir, H. (2005). Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18(3-4), 255-282.
- Sözbilir, H., Bora, U., Sümer, Ö., Özkaymak, Ç., Ersoy, E. Y., Koçer, T. & Demirtaş, R. (2008). D-B Uzunımlı İzmir Fayı ile KD-Uzunımlı Seferihisar Fayı'nın Birlikte Çalıştığına Dair Veriler: İzmir Körfezi'ni Oluşturan Aktif Faylarda Kinematik ve Paleosismolojik Çalışmalar, Batı Anadolu/. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 51(2), 91-114. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/28370/301652>
- Sözbilir, H., Softa, M., Eski, S., Tepe, Ç., Akgün, M., Pamukçu, O.A., Çırmık, A., Utku, M., Özdađ, Ö.C., Özden, G., Özçelik, Ö., Evlek, D. A., Çakır, R., Baba, A., Uzelli, T. & Tatar, O. (2020). 30 Ekim 2020 Sisam (Samos) Depremi (Mw: 6,9) Deđerlendirme Raporu. Dokuz Eylül Üniversitesi, Deprem Araştırma ve Uygulama Merkezi (DAUM). Erişim adresi <http://daum.deu.edu.tr/wp-content/uploads/2020/11/Samos-Deprem-Raporu.pdf>
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U., Helvacı, U. & Özkaymak, Ç. 2009. 17-20 Ekim 2005-Sığacık Körfezi (İzmir) depremlerinin sismik jeomorfolojisi ve bölgedeki gerilme alanları ile ilişkisi, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 52(2), 217-238. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/tjb/issue/28366/301607>
- Stiros, S. C., Laborel, J., Laborel-Deguen, F., Papageorgiou, S., Evin, J. & Pirazzoli, P. A. (2000). Seismic coastal uplift in a region of subsidence: Holocene raised shorelines of Samos Island, Aegean Sea, Greece. *Marine Geology*, 170(1-2), 41-58.
- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11), 1117-1142.
- Stucchi, M., Rovida, A., Capera, A. G., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M. B., ... Sesetyan, K. 2013. The SHARE European earthquake catalogue (SHEEC) 1000-1899. *Journal of Seismology*, 17(2), 523-544. <https://doi.org/10.1007/s10950-012-9335-2>
- Sümer, Ö. (2015). Evidence for the reactivation of a pre-existing zone of weakness and its contributions to the evolution of the Küçük Menderes Graben: a study on the Ephesus Fault, Western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 27(2-3), 130-154.
- Sümer, Ö., İnci, U. & Sözbilir, H. (2013). Tectonic evolution of the Söke Basin: Extension-dominated transtensional basin formation in western part of the Büyük Menderes Graben, Western Anatolia, Turkey. *Journal of Geodynamics*, 65, 148-175.
- Şengör, A. M. C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 28 (1), 575-589.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study.

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