

## Aktif Tektonik Rejim İçerisinde, Çanakkale Boğazı: Tenkit ve Derleme

Tolga Komut<sup>1,\*</sup>, Şebnem Önder<sup>2</sup>, Ebru Özcan<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Yenice Meslek Yüksekokulu, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Çanakkale, Türkiye

<sup>2</sup> Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Mühendislik Fakültesi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Çanakkale, Türkiye

<sup>3</sup> Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Mühendislik Fakültesi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon, Türkiye

### Makale Tarihiçesi

Gönderim: 01.11.2022

Kabul: 05.04.2023

Yayın: 20.09.2023

### Derleme Makalesi

**Öz** – Aktif tektonik rejimin faylarının çalışılması Çanakkale Boğazı bölgesi gibi mühendislik yapı faaliyetlerinin hızlandırıldığı yerlerde yapılması elzem olan sismik tehlike tetkikinde, en temel bilgiyi sağlar. Boğaz çevresinde, sağ yanal hareketler hâkim olup çoğu Avrasya levha sınırında gerisi de Anadolu'nun içerisindedir. Bunların arasındaki çalışma bölgesindeyse, deprensellik ve jeodetik hareketler göze çarpmaz. Kıyılarındaki denizel taraça yükselmelerinin de tektonik değil jeodinamik hareketlerle ilgili olduğu anlaşılmaktadır. Bu çalışmada deniz sismği araştırmalarına dayandırılan, birbirleriyle çelişkili, farklı disiplinlerdeki görüşlerle tutarsız fay modellerinin incelemesi ve bunların tenkit ve değerlendirilmesi yapılmış olup bu gibi karmaşıklaşmış durumların giderilmesi için gerektiğinde eleştirilerle geliştirilmesine uygun örnek bir usul tatbik edilmiştir. Bazı fay önerileri için destekleyici sismik kesit sunulmamış olup bazıları için ise literatürdeki diğer çalışmalarda dahi kesit bulunmaz. Deformasyonların yüzeye ulaştığı vurgusu ile önerilenler nadirdir. Bunların bir kısmını kesen kesitlerde izlenen yüzeye yakın çökellerde, deformasyon görülmemektedir. Diğerleri ise erozyonel bölgeler içerdiği için belirsizdir. Her diri fay gençtir fakat her genç fay diri değildir. Nitekim, Marmara Fayı çok gençtir (200 ka civarında). Boğazın keskin morfolojisi, sıkça rastlandığı gibi paleo-tektonik rejimlere ait fayların zayıflık zonlarının drenaj sistemini kanalizasyonla etmesi ile ilgili olabilir. Geçmişteki yaygın bir sıkışma rejimi, geniş bir fay ağının gelişmesine sebep olmuştur. Fakat eldeki verilere göre, boğazdan kaynaklanan tehlikeli deprem beklentisi hasıl olmamalıdır.

**Anahtar Kelimeler** – Çanakkale boğazı, deniz sismği, diri fay, epirogeni, jeodinamik

## Çanakkale Strait in Active Tectonic Regime: Critical Review

<sup>1</sup>Yenice Vocational School, Çanakkale Onsekiz Mart University, Çanakkale, Türkiye

<sup>2</sup>Department of Geophysical Engineering, Faculty of Engineering, Çanakkale Onsekiz Mart University, Çanakkale, Türkiye

<sup>3</sup>Department of Geophysical Engineering, Faculty of Engineering, Karadeniz Technical University, Çanakkale, Türkiye

### Article History

Received: 01.11.2022

Accepted: 05.04.2023

Published: 20.09.2023

### Review Article

**Abstract** – Studies on faults of active tectonics provide the most basic information in the investigations on seismic hazard essential in regions where engineering construction activities are accelerated, such as around the Çanakkale strait. Around the strait, dextral movements are mostly dominant on the Eurasian plate border, the rest in Anatolia. No notable seismicity and geodetic movements in the study region. The marine terrace elevations on its coasts are related to geodynamics, not tectonics. In this study, fault models that are contradictory, and inconsistent in different disciplines based on marine seismic research, are examined, criticized, and evaluated. To eliminate such complications, an exemplary method has been applied, which is suitable to improved with criticism when necessary. Seismic sections are not presented for some fault proposals, and for some, even other studies do not include them. Suggestions with the emphasis that deformations reach the surface are rare. Deformations are not observable in some of these sections. Others are uncertain as they contain erosional zones. Active faults are young, but not every young fault is active. It is fact that the Marmara Fault is rather young (around 200 ka). The sharp morphology of the strait may be related to the weakness zones of faults belonging to paleo-tectonic regimes channelizing the drainage system, as is often the case. A widespread compressional regime in the past led to the development of an extensive fault network. Since it is understood from the available data, there should not be a hazardous earthquake expectation generated in the strait.

**Keywords** – Çanakkale Strait, marine seismic, active fault, epirogeny, geodynamics

<sup>1</sup> tolgakomut@comu.edu.tr

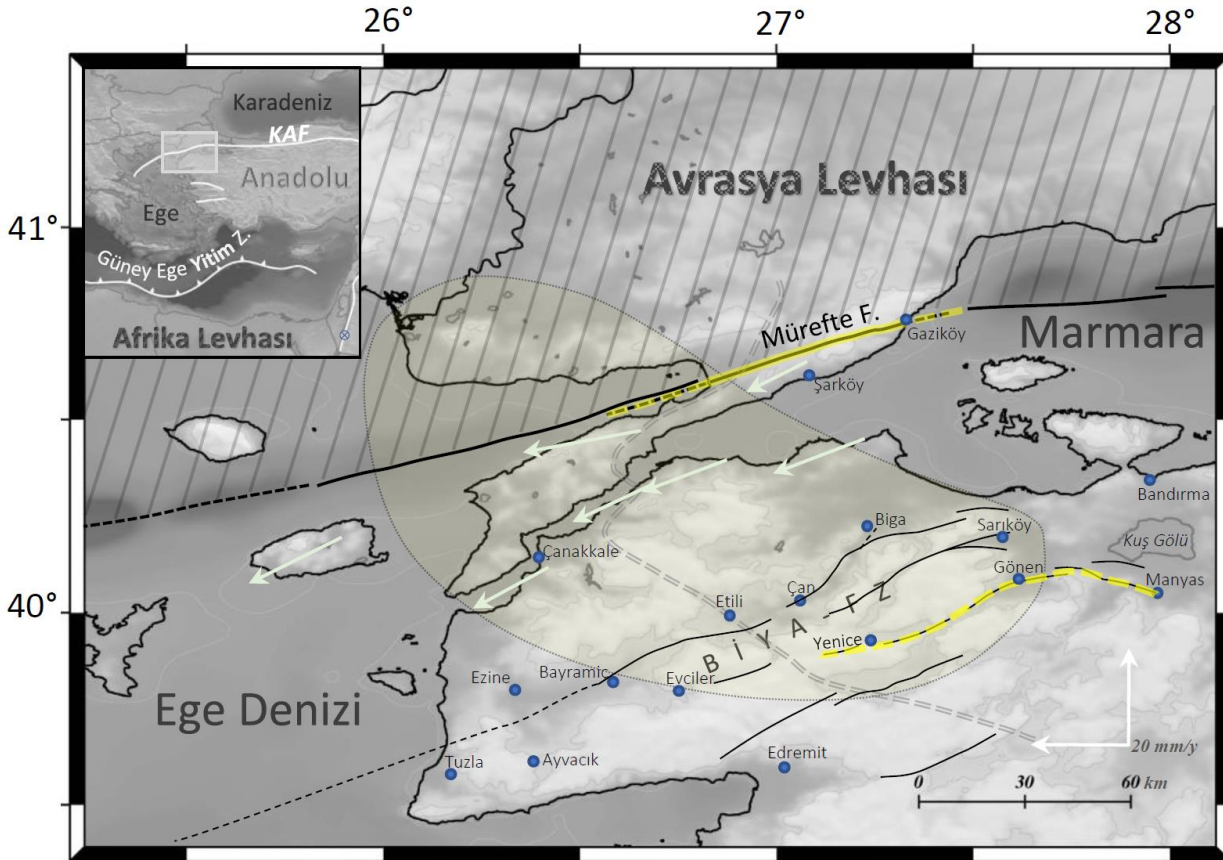
<sup>2</sup> selbek@comu.edu.tr

<sup>3</sup> ebruozcan@ktu.edu.tr

\*Sorumlu Yazar

## 1. Giriş

Çanakkale Boğazı, Marmara ile Ege Denizini bağlayan bir su geçidi olup Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın arasında KD-GB doğrultusunda uzanır (Şekil 1). Mühendislik yapısı inşa faaliyetlerinin yoğunlaştığı boğaz bölgesinin, artan hızla geliştiği göz önünde bulundurulduğunda çalışma alanının diri (aktif) fayların kontrolünde olup olmadığını ortaya konmasının hususi öneminin son yıllarda iyice arttığı ortaya çıkar. Aktif tektonik ve bunun ana unsurlarından olan, faylar (diri) üzerine yapılan çalışmalar, boğaz bölgesinin karşı karşıya bulunduğu sismik tehlikenin düzeyinin tetkik edilebilmesinde en temel bilgiyi sağlar.



Şekil 1. Çanakkale Boğazı ve çevresinin aktif tektoniği.

Yeri, sol üste yerleştirilmiş, ana tektonik şemanın kaba hatlarıyla verildiği küçük ölçekli haritada gösterilmiştir. KAF: Kuzey Anadolu Fayı. Avrasya Levhası vev tarama ile gösterilmiştir. Fay hatlarının, Marmara ve Gaziköy'den Saros Körfezine uzananları Arpat, Herece, Komut ve Şentürk (2001), İmren vd. (2001) ve Altunel, Meghraoui, Akyüz ve Dikbaş (2004)'den; Saros Körfezi'ndekiler Ustaömer vd. (2008)'den; BİYA-FZ'ndakiler Emre vd. (2018) ve Barka ve Kadinsky-Cade (1988)'den faydalanılarak, deprem dağılımları ve Flerit, Armijo, King, Meyer ve Barka (2003)'ün minimum hata veren GPS ile fay modellemesi göz önünde bulundularak siyahla şematik olarak çizilmiştir. Metni inceleyiniz. Sarıyla işaretlenmiş olanlarının üzerinde oluşan büyük depremlerin yüzey kırıklarına dair kayıtları mevcuttur. Vektörler, boğaz çevresinde Avrasya Levhasına nazaran GPS hızlarını göstermektedir (Baykal ve Tarı, 2007). Kesikli çift çizgi planlanan ve yakın zamanda yapılan otoyolları göstermektedir. Noktalı çizgi ile çevrili açık sarı alan Kahle vd. (2000)'in GPS modellemesine göre sıkışma yada genişlemeye dair yamulmanın olmadığı (0 nstrain/a) bölgedir. Şeklin köşedeki küçük yer gösterim haritasının sağ alt köşesindeki çarpı işaretli küçük daire Avrasya Levhasına nazaran, Anadolu'nun saat istikametinin tersine yaptığı dönüş hareketinin merkezini (Euler nokta) göstermektedir (Aktuğ vd., 2009).

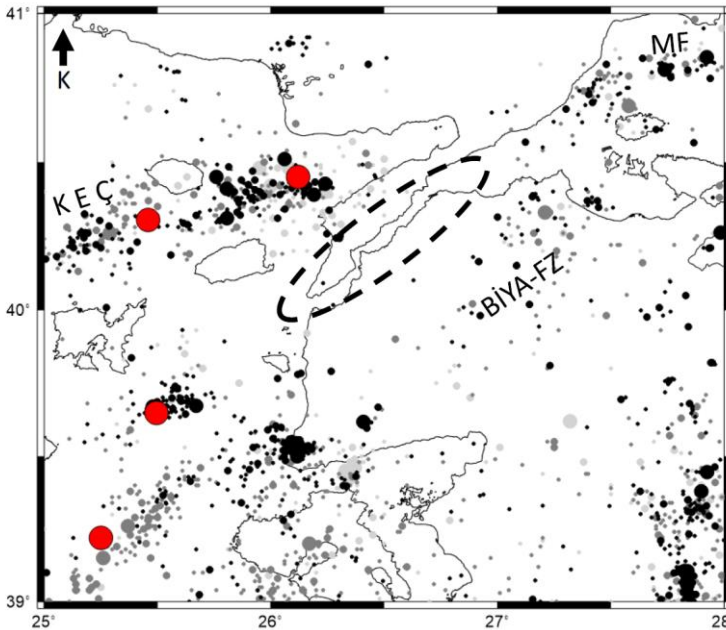
Literatür tarandığında boğaz boyunca uzanan birçok fay modeli önerildiği görülür (Alpar, Yüce ve Doğan, 1996; Elmas ve Meriç, 1998; Yaltrak, Alpar, Sakınç ve Yüce, 2000; Yılmaz, 2003; Perinçek, 2006;

Perinçek ve Karslıoğlu, 2007; Gökaşan vd., 2008b, 2010; Gökaşan, Görüm, Tur ve Batuk, 2012; Meriç vd., 2009). Denizlerle örtülü bölgelerde diri fay olabileceğinden kuşkulanan yapıları tespit etmenin en geçerli, yegâne yolu deniz sismiyiğidir. Boğazda yapılmış deniz sismiyiği çalışmaları (Alpar vd., 1996; Yaltrık, Alpar, ve Yüce, 1998, 2000; Demirbağ vd., 1999; Ergin vd., 2007; Gökaşan vd., 2008a,b, 2010, 2012; Sağcı, 2009; Meriç vd., 2009) bulunmakta olup bu önerilerin deniz altında olanları sıg deniz sismiyiği verilerine dayandırılmaktadır. Yapılan fay modeli önerilerinin büyük bir kısmı, bunların aktif olabilecekleri şeklinde yorumlanmıştır.

Anadolu, geçmişte çeşitli tektonik rejimlere maruz kaldığı için bölgenin deprem üreten kabuğu jeolojik tarihte birbirinin üzerine gelişmiş bolca fay (örn., Mützenberg, 1997; Emre vd., 1998; Yılmaz, Gökaşan ve Erbay, 2010; Görgün ve Albora, 2017; Sözbilir vd., 2018; Komut ve Baysal, 2022) barındırmakta ve bu sebepten, birçoğu ölü olan pek çok zayıflık zonu ile temsil edilmektedir. Eosen'de, birbirine doğru yaklaşan iki levhanın taşıdığı iki kıta arasındaki bir okyanusal kabuğun astenosfere doğru yitip kapanımıyla bu kıtaların çarpışmasını (örn., Tüysüz, Barka ve Yiğitbaş, 1998; Görür ve Okay, 1996) takip eden yaygın bir sıkışma rejimi, bölgemizde eşlenik bir fay ağının gelişmesine sebep olmuştur. Bugün bunlar önceden oluşturulmuş zayıflık zonlarını temsil eder (örn., Arpat ve Şentürk, 2003). Böyle zonlar büyük bir kısmı ölü fay ağını temsil ederken bir kısmı zaman zaman neotektoniğin aktif unsurları olarak görev de alabilirler. Çökeliimin olmadığı veya aşınmanın olduğu bölgelerde, ölü faylar mevcut yeryüzünü (yaşlı birimlerle temsil edilen) kesmiş halde de bulunabilirler. Aslında, böyle bir durum fayların ne diri ne de ölü oldukları hakkında fikir vermez. Bundan, sadece, en az yüzeydeki birimin yaşı kadar bir geçmişleri olduğu anlaşılabilir. Diğer taraftan, bir birimin faylarla kesilmiş kısmının, bu faylarla deforme olmamış ve aktif tektonik dönemde çökelmiş genç sediman örtüsü ile kaplanmış olması, bu fayın ölü olduğundan ciddi ölçüde kuşkulanamıza neden olan delillerdendir. Genç sediman örtüsünü kesmiş olması fayın genç olduğunu gösterir, fakat, her genç fay diri olmayabilir. Son yıllarda yapılan ayrıntılı çalışmalarda Marmara ve Kuzey Ege Çukurluğu fay sistemlerinin sadece birkaç yüz bin yıl kadar önce teşekkül ettiği tespit edilmiştir (örn., İmren vd., 2001; Gökaşan vd., 2003; Ustaömer vd., 2008). Bu durum, aktif bir fay gençtir fakat bir fayın genç olması aktif olmasını gerektirmez, düsturuna iyi bir misal teşkil eder. Neotektonik rejim içerisinde gelişse de çok yakın zamanda aktifliğini yitirmiş fayların bulunması ve aktif tektonik rejim içerisinde yeni aktif fay sistemlerinin oluşması muhtemeldir ve bu durum bölgemizde Marmara ve Kuzey Ege Çukurluğu'nda müsâade edildiği üzere mevcuttur (Arpat ve Şentürk, 2000; Arpat vd., 2001; İmren vd., 2001; Gökaşan vd., 2003; Ustaömer vd., 2008; Önder, Görür, Polonia ve Gasperini, 2021). Ayrıca, bir birimin faylı kısmının, o bölgenin aktif tektonik rejim döneminde çökelmiş olsa da o fayın büyük deprem tekrarlama aralığından daha yaşlı birimlerle örtülü olması da bu fayın ölü olduğuna işaret eder. Yeterince genç sayılabilecek bir birimi, başka bir deyişle, aktif tektonik rejim döneminde gelişmiş bir birimi kesen yani diri bir fay olabileceğinden kuşkulanılabilecek bir yapının, tespit edildikleri takdirde diri olup olmadığının açık olarak ortaya konmasının ancak deprem tekrarlama aralığı modellerinin ortaya konmasında kullanılan paleosismolojik çalışmalarla mümkün olduğu göz önünde bulundurulmalıdır. Bunun için, aktif tektonik dönemde çökelmiş genç sedimanları kesen fayların bulunması, bu fayların aktif olduklarına işaret edebilmesi için yalnızca bir ihtimal olabilir.

Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Anadolu bloğunun kuzey sınırını boylu boyunca kat ederek batıda Marmara'ya kadar uzanır (Şekil 1). Avrasya Levhası ile Anadolu arasındaki sağ yanal izafi hareket Marmara'dan itibaren nispeten dar bir fay zonu ile değil büyük kısmı (~20 mm/yıl) kuzeyindekine, yılda 7 mm'lik az kısmı Biga Yarımadası (BİYA) Fay Zonu'na olmak üzere birkaç zona paylaştırılarak alınır (örn., Straub ve Kahle, 1997; Reilinger ve McClusky, 2001; Flerit vd., 2003). Veya, bu bölgedeki sağ yanal fay zonlarıyla belirlenen izafi hareketin büyük bir kısmı Avrasya Levhası sınırında geri kalanı Anadolu'nun içerisinde geniş BİYA Fay Zonu boyunca gerçekleşir (Şekil 1 ve 2). Bu, deprem dağılımından da görülmektedir. Bölge, KAF zonu ile BİYA Fay Zonu arasında bulunup alanın bunlardan etkilendiğini öneren yazarlar vardır (ön: Gökaşan vd., 2008b; Yaltrık vd., 2000). Ancak, boğaz bölgesinin deprensellik bakımından gayet suskun olduğu (Şekil 2) bilinmekte ve bir diri fay modeli önerebilmemiz için faylanmaya işaret ettiğinden kuşkulandığımız, yer yapısında arızaya sebep olan bir süreksizlik düzleminin her iki yanındaki bloğun aktif olarak izafi hareketi ön şarttır. Her şeyden önce, kabuğu kesen bir süreksizlikle ayrılmış iki bloktan birine, GPS ölçümleri vasıtasıyla, karşısındaki bloğa nispeten yıllık hareket vektörleri (kendi hata paylarını aşacak büyüklükte olmaları kaydıyla) konmak suretiyle blokların birbirlerine nazaran hareket ettikleri tespit edilirse yani bir bloğun, karşısındaki bloğa nazaran yıllık olarak hareket ettiği anlaşılırsa iki blok arasında izafi hareketin alındığı diri fayların

oluşturduğu bir süreksiz zonunun mevcut olabileceği anlaşılır. GPS hız vektörlerinin modelleme çalışmaları, BİYA Fay Zonu'nun boğaz bölgesinin yer aldığı Biga Yarımadası'nın batı kıyılarından epey uzak (iç) kısımlarda uzanan genişçe bir zon halinde kuzeydekine nazaran çok az miktarda deformasyona sebep olduğunu gösterir (örn., Straub ve Kahle, 1997; Flerit vd., 2003; Nyst ve Thatcher, 2004). Boğaz bölgesinde hareket modellenmez. Yaltırak vd. (2000) boğaz kıyılarında görülen genç denizel taraçaların yükselimini, Anadolu'nun kuzey sınırının bölgemizdeki kısmını temsil eden 1912 Mürefte depreminin gerçekleştiği Mürefte (Ganos) Fayı'ndaki sıkışmanın etkisine bağlar. Bölgenin altındaki astenosfer dahil tüm katmanların incelenmesi yolu ile ve jeodetik yöntemlerle (örn., Kahle vd., 2000; Piña-Valdés vd., 2022) yapılan son çalışmalar bölgenin bir genişleme ya da sıkışma etkisi altında olmadığına ve fakat litosferin astenosfer üzerinde yüzdürülme dengesi dikkate alındığında Anadolu ile birlikte bir bütün olarak normalden yüksekte durduğuna veya tutulduğuna (örn., Komut, Gray, Pysklywec ve Göğüş, 2012) işaret etmektedir. Değindiğimiz gibi, eldeki yatay hız verileri de boğaz oluşumunun aktif olmadığını, açık olarak işaret etmektedir. Yapı, geçmişteki bir tektonik olayla ilgili olabilir fakat birçok araştırmacı (örn., Philippson, 1898; Pamir, 1938; Yalçınlar 1949) bunun oluşumunun aktif tektonikle ilgili olmamasının yanı sıra tektonik kökenli de olmadığını öne sürer. Örneğin, Erol (1969) Çanakkale boğazı bölgesinin, Pliyosen sonlarından itibaren bir akarsu vadisi olarak gelişmeye başlayıp en çukur yerinin Kuvaterner'in son safhalarında denizle işgal edildiğini ve bugünkü şeklini aldığı kabul eder ve bu vadinin şekillenmesinde, eski fay zonlarından ziyade erozyon nedeniyle artık, silik hale gelmiş tabaka duruşları ve farklı taş sertliklerinin rolü olduğunu savunur.



Şekil 2. Çanakkale Boğazı ve çevresinde depremsellik (1970'ten itibaren).

Deprem verileri, B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi, Deprem Sorgulama Sisteminden alınmıştır. Noktalardan, gri tonlu olup küçük, orta ve büyük olanlar, sırasıyla  $M < 4$ ,  $4 \leq M < 5$  ve  $5 \leq M < 6$  büyüklüklerine karşılık gelmekte, kırmızı olanlar 6'dan büyük depremleri göstermektedir. Kuzey Ege Çukurluğu (KEÇ) ve Marmara Fayı (MF) düzgün doğrusal depremsellikle belli olmakta, hatları Şekil 1'de kabaca gösterilmiş BİYA Fay Zonu'ndaki (BİYA-FZ) dağınık depremsellik ve bu zonun denizdeki uzanımı depremlerin paralel doğrusal dizilimlerinden takip edilebilmekte, fakat boğazda deprem aktivitesinin olmayışı dikkati çekmektedir (kesik çizgili elipsle gösterilmiştir). KEÇ ile MF arasındaki kesinti (suskun bölge) 1912 Mürefte depreminde kırılan kısımdır. Gri tonlu noktalardan, açık gri, gri ve siyah renkleri, sırasıyla 1980 öncesi, 1980'den itibaren (1980 ≤) 2000'e kadar (< 2000) ve 2000'den itibaren meydana gelen depremleri ifade etmektedir. Böylece açık renkli altlıkta yakın tarihli depremler, daha güvenilir olabilecekleri için ön plana çıkartılmıştır.

Literatürde sunulan fay modelleri üzerinden var ve diri oldukları ve boğazın oluşumunu kontrol ettikleri yoğun olarak gündeme getirilen fayların eğer bunların varlıkları verilerle teyit edilebiliyorlarsa geometrilerinin araştırılması çalışma konumuzdur. Verilerle teyit edilemeyenlerin, bölge hız alanındaki ve deprenselliğindeki durağanlığa rağmen öneri konusu yapılması kritik eleştiriye tabi tutulmuştur. Literatürde, önerilmiş fay modelleri (Şekil 3) hakkında birbirleri ile çelişen görüşlerin olması ve mevcut verilerle tutarlılık arz etmeyen görüşlerin de öne sürülmüş olduğunu fark etmemiz; bazı görüşlerin tenkit de edilip değerlendirilmesinin yapmasının gereğini ortaya çıkarmıştır. Çalışmamızda, fay modellerine dair önerilerin üretilmesinde kullanılan veri ve metodların yeterliliğinin ve öne sürülen her bir modele dair fikirlerin analiz edilmesi, modellerin benzerlik veya ayrılıklarının sebeplerinin kritik edilmesi ve elde edilen veriler ışığında boğazın, bölgenin aktif tektonik şeması içerisindeki durumunun sentez edilmesi hedeflenmiştir. Bu çalışmadaki ana hedefimiz doğrultusunda, sismik verilerden hareketle, boğazda var olabileceğinden kuşkuyla karşılanan fayların mevcudiyeti, aynı yer için farklı çalışmalarda literatüre geçirilmiş sismik kesitlerin de göz önüne alınması suretiyle, önerilmiş sismik modellerdeki stratigrafik ilişkiler ve yorumlar incelenerek gözden geçirilmiştir. Farklı öneriler çapraz denetime tabi tutulup farklılıklar ve bu farklılıkların nedenleri ortaya konmuştur. Sismik verilerin yorumu hakkındaki sunuş düzenimiz, eleştiri konusu olan görüşlere dair muhtemel farklı görüşlerin kolay ve net anlaşılır bir şekilde belirtilmesine mümkün mertebe yatkın olacak şekilde hazırlanmıştır. Ele alınmış olan konunun eleştiriler ile geliştirilmesi bakımından verimli bir ortam hazırlaması için bu yaklaşımda bulunulmuştur.

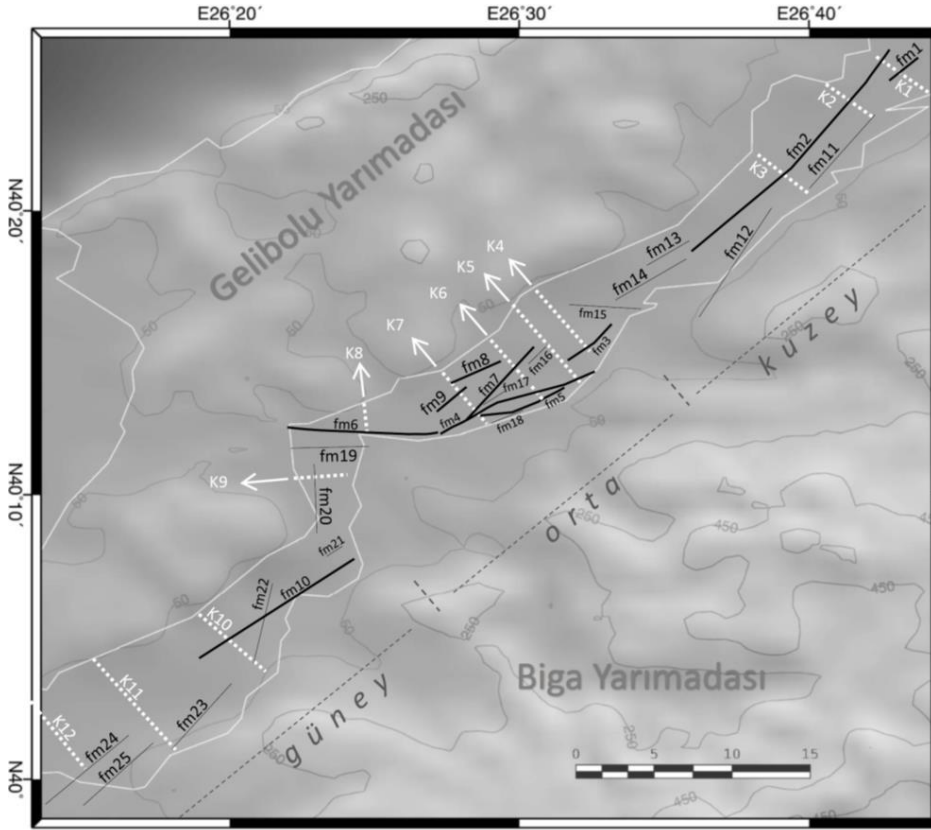
Bir fayın faal (aktif) olup olmadığının anlaşılmasında nihai çalışmalardan olan deprem tekrarlama aralığı modellerinin geliştirilmesi seviyesindeki çalışmalara geçmeden önce yeterince genç olan çökel katmanlarını kesen fayların olup olmadığının netleştirilmesi gereklidir. Bu doğrultuda, elde ettiğimiz bilgi ışığında verilerle tutarlı olarak yaptığımız değerlendirmelerle, boğazın aktif tektonik şema içerisindeki durumu veri setlerinin yeterlilik durumu ile birlikte ortaya konmuştur. Bu çalışmanın hazırlanmasında, bölge için yapılmış çeşitli ve çelişkili yorumlarla karmaşıklaşmış durumun çözülebilmesi için gerektiğinde eleştirilerle geliştirilmesine uygun bir usul kullanılmıştır.

## 2. Deniz Sismiği

Alpar vd. (1996), Ergin vd. (2007), Yaltırak vd. (1998, 2000), Perinçek (2007), Göktaşan vd. (2008b, 2010, 2012) ve Meriç vd. (2009) literatürdeki Çanakkale Boğazı'nda yapılmış sığ deniz sismiği çalışmaları ile ilgilidir. Literatüre geçmiş sismik kesit yerleri ve fay öneri modellerini gösteren haritalar jeo-kodlama yapılarak dijital ortamda koordinatlandırılmış ve bu modeller (Şekil 3, Tablo 1) tek tek analiz edilmiştir. Nispi olarak yoğun (tuzlu) Ege Denizi suyunu boğaz tabanını kat ederek boğaz boyunca KD'ya doğru taşıyan dip akıntısı, Marmara Denizi'nin nispeten az tuzlu suyunu boğaz kıyılarını yalayarak KB'ya taşıyan yüzey akıntısı ve her iki yakadan boğaza sedimanter malzeme taşıyan drenaj sistemleri boğazdaki sedimantasyonu kontrol ederler (örn., Göktaşan vd., 2008b). Fayların, her büyük depremde genç veya güncel sedimanter istifleri (mevcutsa) parçalamaları suretiyle süresizlikler oluşturmaları tanınabilmelerini sağladığı için fay araştırmalarında, sismik kesitlerle modellenebilen, katmanlaşmadaki arızaları oluşturan süresizlikler incelenir. Ancak, bunun yapılabilmesi için katman gruplarını temsil eden birimlerin birbirlerinden çökelim yaşları ile birlikte ayırt edilmeleri gereklidir. Diğer taraftan, çökelimin aksine, aşınımın olduğu yerlerde faylar yer yüzünü kesse de sırf bu sebepten dolayı bunların diri olabileceklerinden kuşkuyla karşılanmak doğru olmaz. Sismik kesitlerde bir birimin faylarla kesilmiş kısmının, bu faylarla deforme olmamış genç çökel örtüsü ile kaplanmış olması bu fayın ölü olduğundan kuşkuyla karşılanmasına sebeptir. Bir fayın diri olduğuna yönelik olarak doğan bir kuşkunun iddia derecesine ulaşması ise paleosismolojik çalışmalarla mümkün olabilir. Bu düsturlar gereği ile hareket edildiği takdirde birbirleri ile çelişen fikirler azalır. Ancak, literatürde Çanakkale Boğazı içinde var olabilecek diri faylar hakkında oldukça farklı ve birbiriyle çelişen görüşler mevcuttur. Yaptığımız incelemelerde bunların, verinin yorumundaki hatalar veya büyük çoğunlukla sismik kalitenin düşük olması ile ilgili olduğu anlaşılmıştır. Veri ile destek bulunmayan yorumlara da rastlanmıştır. Sismik kalitenin yeterli olmaması yani verinin elverişli olmaması durumunda yorumun verinin durumu ile birlikte yapılması ve alternatif önerilerin de ele alınması, fikir çeşitliliğinin içinde hakiki meselenin neyden ibaret olduğunun anlaşılması hale gelmesinin önüne geçilmesi için şarttır. Literatürde incelenen akustik veriler; Türk Deniz kuvvetleri, Seyir Hidrografi Oşinografi Dairesi (SHOD) tarafından 1988 yılında toplanan tek kanallı sismik yansıma verisi 1 kilojoule enerji kaynağı ile; 1977,1991 ve 1997 yıllarında toplanan veriler 200 joule; 1980'li



yılların başları, 2005 ve 2006 yıllarında toplanan veriler ise 300 joule Unibom akustik kaynak kullanımı ile elde edilmiştir. Yayınlarda, 1988, 1995 ve 1996 yıllarında 100 joule Sparker, 1997 yılında ise 1.25 kilojoule Sparker sistemle yüksek çözünürlüklü verileri temininin yine SHOD tarafından sağlandığı görülmektedir (Tablo 1). Ana yapısal unsurların tespiti amacıyla Türkiye Petrolleri A.O. (TPAO)'nın çok kanallı sismik yansıma verileri (migrasyonsuz) ve Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA) Sismik I gemisi ile toplanan 24 kanallı sismik yansıma verileri üzerinden de değerlendirmelere yer verilmektedir.



Şekil 3. Çanakkale Boğazi'nda fay modelleri ve sismik kesit yerleri. Topografik harita kuzeyden ışıklandırılarak kabartma (3B) hissi verilmiştir. Kalın siyah çizgi: Sismik kesitlerle kontrol edilen fay modelleri, İnce siyah çizgi: Kesitlerle kontrol edilmeyen fay modelleri. Beyaz noktalı çizgiler: Sismik kesit yerleri. Açık gri düz çizgi: Sahil şeridi. Gri çizgiler: Topoğrafya münhanileri.

Literatürdeki (Smith vd., 1995; Ergin vd., 2007; Alpar vd., 1996; Yaltrak vd., 1998, 2000; Gökaşan vd., 2008ab, 2010, 2012; Meriç vd., 2009; Sağıcı, 2009) akustik veriler; boğazda, açılma uyumsuzluk, yansıma geçişleri, korelatif uyumluluk yüzeyleri ve yansıma geometrileri gibi sismik göstergelere göre, sismo-stratigrafik birimlere ayrılmıştır. Çalışmada kullandığımız birim kodlamalarına, karşılık gelen literatürdeki kodlamalar Tablo 2'de verilmiştir. Sismik göstergeler esas olarak dört sismo-stratigrafik birimin varlığına işaret eder. (1) Akustik temel olarak kabul edilen en alttaki birim (B4); orta-yüksek frekanslı, büyük genlikli ve sürekli paralel-yarı paralelden kaotiğe dönüşen yansımalar ile izlenebilen sismik refleksiyon paketidir (örn., Ergin vd., 2007). Sismik kesitlerde bu birimin yer yer sinyal genliklerinin azaldığı ve hatta yansıma dokusunun kaybedildiği de görülmektedir. Alpar vd. (1996) bu sismik fasiyesin üst Miyosen boyunca sığ denizel ortamda çökelmiş klastiklerin boğaz içindeki devamı olabileceğini ortaya koymuş, Yaltrak vd. (2000) birimin alt Pliyosen'de erozyonel olarak yontulduğunu ve üst sınırının, genellikle üst Miyosen'den itibaren devam eden genel bir çökmezliğe karşılık geldiğini ifade etmiştir. Boğazın, karadaki üst miyosen depolarının devamını temsil eden sismik kesitlerde diğer birimlerden kolaylıkla ayırt edilebilen bu birim içerisinde geliştiği anlaşılmaktadır (örn., Gökaşan vd., 2008b). İzleyen dönemlerde kıyılara yakın kesimlerde boğaza açılan akarsuların delta çökelleri ve yer yer güncel denizel çökellerle örtülmüştür (örn., Gökaşan vd., 2008b; Meriç vd., 2009). (2) Bunun üzerine uyumsuzlukla yer yer örten diğer birimin (B3) ayırt edici refleksiyon özellikleri orta -düşük frekanslı paralel -yarı paralel ve yüksek genlikli bir sismik fasiyesten ibarettir. Düşük enerjili ortamda çökeldiği izlenimini veren bu birimin de üst yüzeyinin aşınımli olduğu yerler vardır. Birimin yaşı,

Smith vd. (1995)'ne göre orta-üst Pleyistosen (ayrıca, Yaltrık vd., 2000), Alpar vd. (1996)'ne göre Treniyen (üst Pleyistosen)'dir. Yaltrık vd. (2000)'ne göre kıyı yakınlarında gözlenen uyumsuzluklardan hareketle bu birimin kıyı boyunca uzanan denizel taraça formasyonları ile ilişkilendirilmesi mümkündür. Yayında, bunların denizel izotop katlarından MIS7 ve MIS5 boyunca çökelmiş olabileceği vurgulanmıştır. Gökaşan vd. (2010), bu birimin çökelişinin ardından son buzul döneme girildiğini ve birimin kıyı boyunca uzanan denizel taraçaların uzantısı olabileceğini ifade eder (ayrıca, Ergin vd., 2007; Gökaşan vd., 2012). (3) B3 biriminin üzerine uyumsuzlukla ve yer yer akarsu ağızlarında olmak üzere çökelen B2 birimi, orta – düşük genlikli olup hem paralel hem kaotik düzen göstermekte olduğu için bazen yüksek bazen düşük enerji şartlarını göstermektedir (Gökaşan vd., 2008b). Yaltrık vd. (2000) bu birimi alt ve üst uyumsuzluk sınırları ve yansıma geometrilerinden hareketle farklı deniz seviyelerine karşılık gelen iki alt sismik pakete, Gökaşan vd. (2010) ise farklı bölgelerdeki şelflerdeki delta gelişmelerindeki çeşitliliğe göre üçe ayırmaktadır. Boğaz'ın orta kesimi yönünde ilerleyen ve incelen oblik ve sigmoid klinoformlardan oluşan sedimanter fasiyesin denize açılan nehir ağızlarında delta ortamında çökeldiği görülmektedir. Yaltrık vd. (2000) bu birimin klinoform ile karakterize edilen ve bir sismik yansıma alt paketini temsil eden kısmının deniz seviyesinin günümüzden 135-150 bin yıl önce düştüğü döneme ait olduğuna işaret eder. (4) En üstteki birimin (B1) üst kesimi güncel deniz tabanı çökellerini temsil etmekte olup üzerlediği birimleri onlap ve downlap tipi refleksiyon bitimleri ile örten çoğunlukla düşük genlikli paralel uzanan yüksek frekanslı yansıma yüzeyleri ile karakterize edilmektedir (örn. Gökaşan vd., 2012). Gökaşan vd. (2010)'e göre bu birim boğazın bazı kesimlerinde su akıntılarındaki değişimlerin etkisi ile gelişen ve açılmal uyumsuzlukla birbirinden ayırt edilen iki alt üniteden oluşmaktadır. Bu iç uyumsuzluğu Aksu, Hiscott, Kostylev ve Yaltrık (2018)'nin Çanakkale Boğazı'nın Marmara denizi yönündeki kuzeydoğu çıkışından topladığı yüksek çözünürlüklü sığ sismik veride de görmek mümkündür. Düşük enerjili ortamda çökeldiği anlaşılan birimin Holosen'deki son deniz seviyesi yükselimi boyunca çökeldiği vurgulanmaktadır (Alpar vd., 1996; Yaltrık vd.,2000; Ergin vd., 2007; Gökaşan vd., 2008b, 2010, 2012).

Tablo 1

Kesit yerleri ve literatürdeki kesitlere atıfları

Kesit\Atıf	Al96	Ya98	Ya00	Er07	Gö08	Me09	Gö10	Gö12
K1		2Ç1		10c <sup>x</sup>			4a	
K2		2Ç2						
K3	3c	2Ç3	4C-14 <sup>•</sup>		17*	18		8a
K4					11*		6b	
K5			4C-10 <sup>•</sup>					
K6	3b						7	
K7			4C-09 <sup>•</sup>		16*	17		8b
K8					14*		6c	
K9					12*			
K10					18*			
K11	3a				10*			
K12			4C-02 <sup>•</sup>					

Al96: Alpar vd. (1996); Er07: Ergin vd. (2007); Ya98, 00: Yaltrık vd. (1998, 2000); Gö08, 10, 12: Gökaşan vd. (2008b, 2010, 2012); Me09: Meriç vd. (2009). Fay modelleri ve kesit yerleri için Şekil 3'deki haritaya bakınız. Veri kaynakları, ●: SHOD 1977; \*: SHOD 1980; x: SHOD 1988. Aynı veya benzer kesitler tekrar sunulabilmiş, diğerleri için literatürde veri kaynağı belirtilmemiştir.

Tablo 2

Birimlerin literatürdeki karşılıkları

Birim\Atıf	Al96	Ya98	Ya00	Er07	Gö08	Me09	Gö10	Gö12
Ü1	A1	U3	U3	U4	U1	U1	U1	U1
Ü2	A2	U2	U2	U3	U2	U2	U2	U2
Ü3	A3	U1	U1	U2			U3	U3
Ü4	T	T	T	U1	U3	U3	U4	U4

Atıf kısaltmaları Tablo 1'deki gibidir.

## 2.1. Fay Modelleri

Literatürde önerilen fay modellerini kesen kesitlerin yerleri ve ilgili kesitlerin hangileri olduğu Şekil 3 ve Tablo 3'te ayrıntılı olarak verilmiştir. Çalışmamızda verdiğimiz bilgilerin takip edilmesi bunlar vasıtasıyla kolaylaştırılmıştır (ayrıca, Tablo 1 ve 2).

Tablo 3

Fay modelleri ve literatürdeki kesitlere atıfları

Model\Atıf	Ya98	Ya00	Er07	Gö08	Me09	Gö10	Gö12
<b>fm1</b>	K1(2Ç1)		K1(10c)			K1(4a)	
<b>fm2</b>	K1(2Ç1) K2(2Ç2) K3(2Ç3)			K3(17)	K3(18)	K1(4a)	K3(8a)
<b>fm3</b>				K4(11)		K4(6b)	
<b>fm4</b>		K7(4C-09) K5(4C-10)		K7(16)	K7(17)	K6(7)	K7(8b)
<b>fm5</b>		K5(4C-10)		K7(16)	K7(17)	K6(7)	K7(8b)
<b>fm6</b>				K8(14)		K8(6c)	
<b>fm7</b>		K7(4C-09)		K7(16)	K7(17)	K6(7)	
<b>fm8</b>							K7(8b)
<b>fm9</b>		K7(4C-09)		K7(16)	K7(17)		K7(8b)
<b>fm10</b>				K10(18)			

Atıf kısaltmaları Tablo 1'deki gibidir. K#: Kesit yeri kodu. Koyu gri dolgu: Modeli öneren. Açık gri dolgu: Modeli kullanan. Fay modelleri ve kesit yerleri için Şekil 3'deki haritaya bakınız. Kesit kodu yanındaki parantez içerisinde atıftaki şekil numarasına yer verilmiştir.

### 2.1.1. Kuzey

Boğazın Marmara çıkışına yakın olarak konumlandırılmış 3 parça fay modeli (**fm1-2** ve **fm11**) mevcuttur (Şekil 3). Bunlardan **fm2** olarak kodladığımız ilk olarak Gökaşan vd. (2008b) tarafından ve doğrudan atımlı parçalı bir sistem içerisindeki bir fay segmanını (parçasını) temsil edebilecek bir model olarak önerilmiştir. Bu öneri için yeri **K3** ile gösterilen (Şekil 3) kesitte (Gökaşan vd., 2008b, 2012; Meriç vd., 2009) izlenen, temelde görülen bazı deformasyonlar delil olarak sunulmuştur. Temeli teşkil eden B4 biriminin engebeli erozyonel yüzeyindeki (Gökaşan vd., 2008b) hafif yükseltilerden biri, **fm11** ile buna paralel **fm2** fay modelleri arasında bulunur. Modeller için yapılan bu konumlandırma, kabarıklık, sekme yapan doğrudan atımlı bir segman çifti (**fm2** ve **fm11**) tarafından oluşturulduğunun yorumlanmasına (Gökaşan vd., 2008b) yol açmıştır. Gökaşan vd.



(2012), pozitif çiçek yapısı şeklinde gelişmiş bu kabarıklık ile Anadolu yakası kıyı yamacı arasında kalan çukurlukta Birim 2'nin çökeldiğini öne sürer. B4 birimi yüzey topoğrafyasında görülen boğaz eksenini boyunca uzanan bir çukurluğun (Göktaşan vd., 2008b) fayla oluşturulmuş bir çizgisellik olabileceğinden kuşkulandırılmış olması öneriyi güçlendiren bir delil olarak sunulsa da Göktaşan vd. (2008b)'nin B4 birimi yüzey topoğrafya haritalarında bu çizgiselliğe paralel uzandığı ifade edilen bir faya (**fm11** modeli) ait olabilecek, B4 birimi topoğrafyasında diğeri (**fm2** modeli) gibi süreklilik arz eden bir çizgisellik bulunmamaktadır. Diğer taraftan, Göktaşan vd. (2008b), sunduğu sismik kesit (**K3**) üzerinden, B4 biriminin, düzenli yapılara işaret eden yansıma yüzeylerinin belirli zonlar boyunca kısmen takip edilebildiğimiz deformasyonlarının, sedimanter yapıların faylar tarafından kesilmeleriyle ifade edilebileceğini öne sürmüştür (ayrıca, Göktaşan vd., 2012). Çalışmada, bu zonların B4 biriminin engibeli erozyonel yüzeyini örten, boğazla sınırlı genç birimlerin (B2 ve B1) içerisinde de kısmen takip edilebilecekleri öne sürülse de bunların izlerinin sunulan kesitte (**K3**) belirgin olmadığı açıktır. Bu kesitte B1 biriminin alt düzeylerinde, belirgin olmayan bazı ötelenmeler kısmen seçilebilirler de birim içerisinde açıkça bir fay zonu olabileceğine işaret edebilecek düzeyde deliller görülememektedir. Kesitte yazarlar tarafından deniz tabanına (yüze) ulaşacak şekilde modellenmiş olanlarının (Göktaşan vd., 2008b) ise deniz tabanında hiçbir deformasyonu bulunmadığı açıkça görülmektedir. Göktaşan vd. (2008b) faylanmayla ilgili yüzey izlerinin, akıntıların erozyonel etkileriyle silinmiş olabileceğini ifade edilmekte ise de buralarda, genç B1 biriminin en üst seviyelerine ait yansıma yüzeylerinin temsil ettiği tabakalar (Göktaşan vd., 2008b) kesitte (**K3**) düzenli (bozulmamış) paralel şekiller sunmaktadır. Bu durum, önerilen modellerin aktif tektonik içinde diri fayları temsil edemeyeceğine delil teşkil etmektedir. Nitekim, aynı kesit üzerinden yapılan bir başka yorumlamada Göktaşan vd. (2012) bu, düzeni bozulmamış yansıma yüzeylerini kesen herhangi bir fay modellememiştir. Aynı yere (**K3**) ait başka bir sismik kesitte de (Göktaşan vd., 2008a) benzer durum söz konusudur. Alpar vd. (1996)'da bu bölgede boğazın karşılıklı kıyıları boyunca uzanan diri fay modelleri şematik olarak gösterilmiş ancak çalışmada bu modellerle ilgili geçerli bir delil ve izaha yer verilmemiştir. Ayrıca, **K3** hattı boyunca uzanan, sundukları şekillerinde verilen sismik kesit görüntüsü faylarla ilgili bir modelleme önerisi yapmaya elverişli değildir. Aynı yere ait Yalıtırak vd. (2000)'de verilmiş sismik kesitte de fay modellemeye uygun bir delil görülmemektedir. Zaten, Yalıtırak vd. (2000) incelediği **fm1**, **fm2** ve **fm11** model hatlarını keser şekilde uzanan 5 adet sismik kesitte herhangi bir fayla ilgili hiçbir delile rastlanmadığını açıkça ifade etmiştir. Bu, yazarların örnek olarak verdiği sismik kesit yorumlama şekillerinden de anlaşılmaktadır. Göktaşan vd. (2010)'de verilmiş olan, çalışmamızda **K1** hattı ile temsil edilen bir kesit (ayrıca Ergin vd., 2007) yine **fm2** modeli ile kesişmektedir (Şekil 3, Tablo 3). Modelin kuzeydoğu uç kısmında bulunan bu kesitte gösterilen genç birimlerde de ve verilen batimetride de, ne bu ne de bir başka model olan **fm1** (Şekil 3) ile ilgili olabilecek faylanmalara dair herhangi bir kanıt rastlanmamıştır. Modeli, bu kesitin bulunduğu yere kadar uzandığını haritaya işlemek suretiyle önermiş olsalar da yazarların kendileri de, delil olarak sundukları bu kesitte (**K1**) birimlerin faylanmış olduğuna dair bir yorumda bulunmamaktadırlar. Yalıtırak vd. (1998) de, yerlerini **K1**, **K2** ve **K3** ile gösterdiğimiz (Şekil 3) sismik profillere dayanarak sismik yapılara ait yapmış olduğu yorumlamalarında herhangi bir fay modeli önermemektedir. **K1** hattındaki bir sismik kesit üzerinden, Göktaşan vd. (2010) tarafından tanımlanan B4 birimi içerisinde gelişmiş bir paleo-kanala rastlayan kısımda, deniz tabanı üzerinde yerel bir çukurluk görülmektedir. Bunun, eski kanal topoğrafyasının taklidi olarak gelişmiş olduğunu ve çökel birikimi arttıkça yüzeydeki belirtisinin azaldığını tahmin ediyoruz. Bu kanalın Arpat (1999)'da tarif edildiği gibi, Kuvaterner'deki buzul döneminde denizlerin alçılmasıyla derinleştirilmiş bir aşınım çukuru olması muhtemeldir. Göktaşan vd. (2008b)'in B4 birimi topoğrafyasında gözlenen **fm2** modelini yerleştirdiği çizgiselliğin buradaki bir fayda meydana gelen yüzey kırıkları ile oluşturulmuş olabileceğini ifade etmiş olması bu yapının aktif olduğuna değil, birimin üzeri örtülmeden önce faal olduğuna dair bir tahmin olabilir. Bu çizgisellik, Marmara çıkışındaki kısmını yeri **K1** ile belirtilmiş sismik kesitte açıkça gördüğümüz (Göktaşan vd., 2010) ve Göktaşan vd. (2008b)'de de ifade edilen, boğazın içerisine kazıldığı B4 birimi içerisinde boğaz boyunca gelişmiş bir paleo-nehir vadisini temsil ediyor olmalıdır. Yerini hem **K1** hem de **K3**'te verdiğimiz sismik kesitlerden Yalıtırak vd. (1998)'nin yorumladığı sismo-stratigrafik yapılarda da Miyosen olarak yaş verdiği temel birim (B4) içerisinde kazılmış ve sonrasında genç birimler tarafından gömülmüş benzer oluk yapısı görülmektedir. Bu temel üzerinde görülen oluk yapısının akarsu aşındırmasıyla oluşmuş bir vadi tabanını temsil ettiği Yalıtırak vd. (1998) tarafından da ifade edilmiştir. Bu yapı ile ilgili olarak Alpar vd. (1996)'ne de bakınız.

### 2.1.2. Orta

Nara burnundan karşı kıyıya uzanan, çalışmamızda yeri **K8** ile gösterilmiş (Şekil 3, Tablo 3) bir sismik kesitte, güncel çökelişin bulunmadığı, boğazın temel birim içerisine "V" şeklinde dar bir vadi olarak kazıldığı, bu erozyonun temel birimi de aşındırıp açığa çıkartıldığı net görülmektedir (Gökaşan vd., 2008b, Gökaşan vd., 2010). Kesitte görülen tüm üniteler aşınmaya maruz kalmış olup B1 birimi ise muhtemelen hiç depolanmamış belki de tamamen aşınmıştır. Bunda, genç çökellerin olmadığı, boğazın kazıldığı Gökaşan vd. (2010)'de de ifade edilmekte ve kesitlerinde net olarak görülmektedir. Nara Burnu'nu kuzeyinden teğet kesip yaklaşık D-B uzanacak şekilde (Gökaşan vd. (2008b) tarafından önerilerek) haritaya geçirilen **fm6** modelini (ayrıca Gökaşan vd., 2010) doğrulamasını bekledikleri yerde kesen bu yegane sismik kesit (Şekil 3) herhangi bir fay modellemeye imkân vermez. Aşınımın güçlü olduğu yerlerde bu, beklenmez de. Bu kesitin bulunduğu (**K8**) buradaki erozyonal bölgeyi kat eden, temel birimin (B4) topoğrafya haritasında doğrusal çizgiselliklerin görülmesi (Gökaşan vd., 2008b) bunların aktif tektonik şemanın bir elemanı olarak modellenmesine (**fm6**) değil, ancak, bazı ölü faylar olabileceğinden kuşkulanılmasına sebep olabilirler. Bu çizgiselliklerin, temelin üst topoğrafyasını kontrol etmiş oldukları Gökaşan vd. (2008b) çalışmasının kendisinde de ifade edilmektedir. Çizgiselliğin, B4 birimi topoğrafyasından (tabaka üst yüzey rölyefinden) tanımlandığı ve boğaz boyunca genç çökelleri kontrol etmediği anlaşılmaktadır. Yani çizgiselliği oluşturabilecek rejimin, bu bölgede aktif tektonik rejimin hâkim olduğu zaman dilimi içerisinde sürekliliği yoktur, geçmişte kalmıştır. Buraya ait kesit, Gökaşan vd. (2008b) tarafından önerilen (ayrıca, Gökaşan vd., 2010) boyu 8 km'yi bularak boğazla ilgili olarak önerilmiş en uzun fay hatlarından birinin olabileceğine işaret eden **fm6** modeli için delil teşkil etmesi gereken, literatüre girmiş yegane veri olup kesitte herhangi bir yapısal deformasyon olmadığı hem Gökaşan vd. (2008b, 2010) çalışmalarında ifade edilmekte hem de sundukları kesitlerde açıkça görülmektedir.

Diğer taraftan, **fm6** modelinin 1 km kadar güneyinde buna paralel olarak uzanacak şekilde yine Gökaşan vd. (2008b) tarafından önerilmiş (ayrıca, Gökaşan vd., 2010, 2012; Meriç vd., 2009) diğer bir fay hattı modeliyle (**fm19**) kesişen, **fm19** ile ilgili delil içerebilecek hiçbir sismik kesit literatürde bulunmaz (Şekil 3, Tablo 3). Modeli kullanmış olan çalışmalarda, bununla ilgili olabilecek bir ifadeye de rastlanmamaktadır. Bu sebeple haritaya kaydedilmesindeki neden anlaşılamamaktadır. Dolayısıyla bu ve bunun gibiler, önerenden farklı bir çalışmada sunulmuş sismik kesitlerle de kesilmiyorlarsa (Şekil 3), bir dayanakları olmadığı için çalışmamızda değerlendirmeye alınmamıştır. Bu modelin ve benzer durumda olanlarının (**fm20-25, 11-18**) ölü veya diri fay haritaları hazırlanırken göz ardı edilmesi önemli bir şarttır. Karada ya da denizde yapılmış bazı gözlemlerde fay olabileceği bakımından kuşku duyulan çizgiselliklerin uzantılarının, hele ki **fm6** gibi uzun sayılabilecek hatlar için, delillerle desteklenemediği böyle durumlarda diğerlerinden ayrılabilmesi için en azından farklı bir gösterimle ifade edilip açıklanması gerekir. Gökaşan vd. (2008b)'nin "F1" olarak haritaladığı zon, hattını **K9** ile belirttiğimiz ve yine bu yazarlar tarafından verilmiş bir sismik kesitle, hem kesitin bunu kesmiş olduğu belirtilmekte hem de yayında sunulan haritada kesişmedikleri görülmekte (Şekil 3) üstelik kesite paralel uzanmaktadır. Yayında, bununla ilgili bir ifadeye de rastlanmaması dışında bu kesit üzerinde de bu zonu tanımlanıyor olmasının nedeni anlaşılmamıştır. Ancak, bu kesit Yalıtırak vd. (2000)'nin önerisi olan, fakat "F1" ile ortaya sürülen zona aykırı açıda bulunan, bir başka modelle (**fm20**) kesişmektedir (Şekil 3). Bu çalışmada da modellerini destekler nitelikte bir kesit yine sunulmamış olup Gökaşan vd. (2008b)'de verilen kesitte (**K9**), Yalıtırak vd. (2000)'nde önerilen **fm20** modeli ile ilişkili olabilecek açık bir deformasyon belirtisine de rastlanmadığını (Tablo 3) gördük. Bu kesitte görülen temel birimde, Gökaşan vd. (2008b) ve araştırmamızda attığımız diğer bazı çalışmalarda açıkça görülen yansıma yüzeylerindeki ötelenmeler veya bunların açı değiştirmeleri ile ayırt edilebilecek süreksizlikler dahi kolaylıkla izlenememektedir. Gökaşan vd. (2008b)'nin açık olmasalar da önerdiği deformasyonlara ait birkaç süreksizliğe ait yorumların çoğu ya temel birim içerisinde sonlanmakta ya da üzerleri örtülü durumdadır. B1 birimi içerisine uzatılmış bir adet zon boyunca B1 birimi yansıma yüzeylerinde hiç ötelenme görülmemekte, deniz tabanı topoğrafyası kesitinde de belirli bir anomali bulunmamaktadır. Nitekim, Gökaşan vd. (2008b) de bu kesitle kesişir durumda olan bir fay modeli teklifinde bulunmamıştır. Gökaşan vd. (2008b) tarafından haritaya alınan diğer bir fay modeli **fm4, fm6**'nin sola kıvrılarak biraz doğrutu değiştiren kuzeydoğuya devamını oluşturan bir parça gibidir (Şekil 3). Gökaşan vd. (2008b) bunları "Nara" olarak isimlendirir ve bunları çevresindeki diğerleri (**fm5, 17-18**) ile birlikte (Şekil 3) topluca "F1 fay zonu" olarak tanımlar. Gökaşan vd. (2008b)'de verilen, **K7** sismik hattında bulunan (Şekil 3, Tablo 3), sismik kesitte (ayrıca, Meriç vd., 2009; Gökaşan vd., 2012), deformasyona dair göze çarpan en belirgin öneri, Anadolu kıyısına yakın kesimdedir (**fm4-5, 17-18**). Benzer öneri güneyindeki bu kesitte (**K7**

hattı) olduğu kadar açıkça olmasa da **fm4** (ayrıca **fm5, 17-18**) modelinin kuzeydoğu uzantısında **K6** hattında bulunan kesit üzerinden de (Şekil 3, Tablo 3) yapılmıştır (Gökaşan vd., 2010). Model doğrultu atımlı ve serbestlemeli bir aktif fay (negatif çiçek yapısı) olarak önerilmiştir (Gökaşan vd., 2012). **K7** hattını kestiği yerde deniz tabanını teşkil eden (yüzeleyen) B2 birimi yansıma yüzeylerindeki deformasyonlarla ilgili olabilecek çizgisellik önerileri, deniz tabanına kadar ulaşmaktadır (Gökaşan vd., 2008b). Ancak, bir fay zonunun sebep olduğu deformasyonlar yer yüzüne kadar (deniz tabanına kadar) devam ediyor (Gökaşan vd., 2008b) olsa da güncel çökel biriminin (B1) bu kesimde mevcut olmadığı (**K7**), göz önünde bulundurulması gereken kritik bir husustur. Kuzeydoğusundaki devamında B1 biriminin mevcut olduğu kesimlerinde (Gökaşan vd., 2010) ise bunun ve hatta yer yer olmak üzere B2 biriminin, deformasyonun üzerine örtü rolü oynadığı (**K6**) ise diğer bir kritik husustur. Ayrıca, sismik kesitlerde açık olarak seçilmeler de belki faylanmalar sebebiyle gelişmiş, Gökaşan vd. (2008b, 2012) tarafından çiçek yapısı sunduğu ifade edilen deformasyonlar düşey atımlara işaret etmemektedir. Fakat, doğrultu atımlı zonlarda yerel sıkışma veya genişlemeler nedeniyle oluşan sırasıyla pozitif veya negatif çiçek yapılarının, bazı yerlerde her ikisinin de bulunduğu karmaşık durumlar olup hibrit yapıları (Huang ve Liu, 2017) temsil etseler de yani üzerlerinde sistematik bir etkinin belirtileri görülme de, eğim (düşey) atımlar sunması şarttır. Gökaşan vd. (2008b, 2012) önerdiği çiçek yapısı, Yalıtırak vd. (2000)'nin **fm7** modelini önerirken kullandığı yine **K7** hattına paralel uzanan bir başka kesitte (Şekil 3) ve **K6**'da (Gökaşan vd., 2010) görülememektedir (ayrıca, Gökaşan vd., 2008a). **K6** hattının 2 km kadar kuzeydoğusunda **K5** hattında bulunan Yalıtırak vd. (2000) tarafından sunulan **fm4** modeli ile kesişen bir başka kesitte (Şekil 3) de **fm4**'ün buraya kadar uzandığını doğrulayacak bir durum yoktur. Diğer taraftan, **K7** hattındaki kesitte temel birim (B1) içerisinde dar hatlar boyunca izlenebilen belirgin deformasyonlar birimin yansıma yüzeylerinin eğim açılarını rahatça fark edilir düzeyde değiştirmesinden anlaşılmaktadır (Gökaşan vd., 2008b). Benzer durum **fm4** ve **fm5** modellerinin kuzeydoğu uzantıları ile kesişen **K6** hattında bulunan kesitte (Gökaşan vd., 2010) de vardır. Bunlar Gökaşan vd. (2008b)'nin temel birim topoğrafyasındaki kanal benzeri yapılardan tanımladığı birbirlerine paralel "L1" ve "L2" çizgisellikleri ile çakışır. Fakat kesitlerde, bunların diri faylarla ilişkili olduğuna dair verinin yetersizliği ortadadır. Sismik kesitlerde bir fayın diri olduğuna dair delil, fayın tekrarlama aralığından yaşlı güncel çökellerin çökemeleri esnasında oluşan orijinal istif yapısının fay tarafından oluşturulan belirli yüzeyler boyunca genellikle kesilip kaydırılması şeklinde bozulmuş yani deformasyona uğradığının gözükmesidir. Fakat bu, deniz tabanının erozyonu dolayısıyla B2 üst kesiminin silinmiş veya hiç depolanmamış olması sebebiyle, kesitte görülmez. B1 birimi ise hiç yoktur. Hatta önerilen modeller boyunca bunları kesecek şekilde alınan bazı kesitlerde bunların deformasyon zonunu örttüğü yerler vardır. Erozyona maruz kalan bir yerde bulunan yapılar, bunlar çiçek yapıları sunsa da bir fayın diri olabileceğine dair yeterli delil olması mümkün değildir.

Yeri **K7** hattında bulunan Gökaşan vd. (2008b) tarafından verilmiş (ayrıca, Meriç vd., 2009; Gökaşan vd., 2012) sismik kesitte (Şekil 3, Tablo 3) yazarlar, B1 biriminin boğazın merkezi veya Gelibolu Yarımadası kıyısına yakın kısmındaki bazı kesimlerinin altındaki birimlerle (Birim B2 ve B4) birlikte deforme olduğunu ifade eder. B4 biriminin eğimli ve kıvrımlı düzenli yapılara işaret eden yansıma yüzeylerinin bazı zonlar boyunca kısmen takip edilebildiğimiz, eğimlerinin değişimi ve yer yer kesintilere sebep olan deformasyonları (Gökaşan vd., 2008b) göz önünde bulundurulduğunda bu düzenli yapıların faylar tarafından kesilmeleriyle ifade edilebileceğinin belirtilmesi yerinde bir tespittir. Fakat, bunların boğazda çökelen genç birimlerin (B2 ve B1) içerisinde de genellikle devamlılık arz etmedikleri, kuşullanılabileceklerinin ise kesitte yeterince belirgin olmadıklarını gördük. Bunlardan **fm8** modelini, Gökaşan vd. (2008b) fay haritasına yerleştirirse de **K7** hattındaki (Şekil 3) kesit yorumlamasında alt birimleri kesen fayı, kendisi de, yüzeye ulaşacak şekilde devam ettirememiş B1 alt düzeylerinde bırakabilmiştir. Delil olarak verilen sismik görüntünün, kalitesinin bu kesitteki (Gökaşan vd., 2008b) genç birimler içerisinde fay olduğunu iddia etmek için yetersiz olduğu da rahat görülmektedir. Aynı durum, **K4** hattında bulunan sismik kesitle (Gökaşan vd., 2008b, 2010) kesişen haritaya işlenmiş **fm3** (Gökaşan vd., 2008b) modeli (Şekil 3) için de geçerlidir. Mesela, Gökaşan vd. (2010) sundukları **K6** hattındaki kesit üzerinden genç birimlerin alt düzeylerinin benzer şekilde kesildikleri süreksizlikleri belirtmeler de, **fm8** ve yine Gökaşan vd. (2008b) tarafından ortaya konan **fm16** modellerinin uzantısı olacak şekilde, fayların varlığına dair herhangi bir teklifte bulunmamışlar ve bunları fay haritalarına işlememişlerdir. Kesitin ilgili kesimlerinde genç birimleri en azından derinde (temel birimde) boydan boya kesen yani süreklilik arz eden faal (aktif) bir deformasyon zonu bulunmaz. Süreksizliklerden genç birimlerin alt kesimlerini kesecek şekilde bırakabildikleri ise kesitin kalitesi nedeniyle şüphelidir. Üstelik, temel birimde görülen bu

süreksizlikler genç birimler içerisinde belirgin değildirler. Yaltrak vd. (2000)'nin fay haritalarına işlemek suretiyle önerdiği **fm7** modeli, kıyıya paralel uzanan **fm4** fay modelini takip ederek değil de **K7** hattını çiçek yapısının önerildiği (Gökaşan vd., 2008b, 2012) yerden kesip doğrultu açısı kuzeye daha yakın olacak şekilde kuzeydoğuya doğru uzanmaktadır (Şekil 3). Ancak, **K7** hattı civarında bulunan bu kesitin kalitesi diğerlerine nazaran bir hayli kötüdür. Yazarların, sundukları bu sismik kesit üzerindeki çizimleriyle tavsiye ettikleri birkaç deformasyon hattını belirtmek suretiyle yaptığı yorumdan anlaşıldığı üzere haritaya işlenen fay (**fm7**) yüzeye ulaşmamaktadır. 3 km kadar kuzeydoğuda buna paralel konumda olan **K6** hattında bulunan bir başka sismik kesitte (Gökaşan vd., 2010) de **fm7** modeli için benzer durum söz konusudur. Yaltrak vd. (2000)'nin fay modeli (**fm7**) ile **K6** hattında bulunan kesitin (Gökaşan vd., 2010) kesişim bölgesinde Gökaşan vd. (2008b) fay haritasına bir fay modeli teklif edememiştir. Yine benzer durum, **fm7**'nin muhtemel uzantısını ile kesişen **K5** hattında bulunan kesitte (Yaltrak vd., 2000) de vardır (Şekil 3). Yaltrak vd. (2000) de kesitlerinde temel birimi kesen süreksizlikleri görseller de ne **fm7** ne de yine Gökaşan vd. (2008b) tarafından ortaya konan **fm16** modellerinin uzantısı (Şekil 3) durumunda bulunan, genç birimleri kesen diri olabilecek fayların varlığına dair bir model teklifinde bulunamamıştır. Yapılan sismik yorumlamalarından, önerilen **fm7** ile kodladığımız modelin, Anadolu yakasına yakın kesimde **K7** ile kesiştiği kısımda yüzeye varmadan temel içerisinde sonlandığı (Yaltrak vd., 2000) ya da yer yüzünde erozyona uğrayan B2 birimini kat ederek yüzeye ulaştığı (Gökaşan vd., 2008b); kuzeydoğuya devamında erozyona uğramış temelin yüzeyine erişip uyumsuz olarak temel üzerine yerleşen B1 birimi ile örtüldüğü (Gökaşan vd., 2010); daha kuzeydoğudaki muhtemel uzantısının boğazın merkezi kesimlerinde ihtimalen kesiştiği **K5** hattında temelin üzerine uyumsuzlukla gelen B2 birimi ile örtüldüğü (Yaltrak vd., 2000) anlaşılmaktadır. Birim 4 içerisinde yer yer bulunan deformasyon zonlarının, yerlerini Şekil 3'deki haritada **K7** hattı ile belirttiğimiz sismik kesitlerde görüleceği üzere, bazen birim üst topoğrafyasında düzensizliklerin arttığı yerlerde olması (Gökaşan vd., 2008b, Yaltrak vd., 2000) bu birim içerisindeki faylanma varlığını belki ayrıca destekleyebilir. Fakat bu durum, diri bir fayla ilgili olsaydı birimin boğazda çökelenlerden bir hayli yaşlı olması sebebiyle bu düzensizliklerin yüzeyde (boğaz tabanında) görülenden çok daha belirgin olması gerekirdi. Gökaşan vd. (2008b) yeri **K7** hattında bulunan sismik kesitin yorumunda, haritasına bir model olarak işlemese de, çiçek yapısı önerisiyle boğazın en derin yeri arasında da fay zonları önermiştir. Üç adet olan bu zonlardan sadece batimetrideki bir düzensizliğe tekabül edenini yüzeye ulaşacak şekilde yorumlamıştır. Halbuki bu zonun sebep olmuş olabileceği temel birim yüzey düzensizliği diğerlerindeki gibi belirgin fark göstermez.

### 2.1.3. Güney

Meriç vd. (2009) tarafından olasılıklı olarak da olsa ifade edildiği boğazın Ege çıkışındaki Anadolu kıyısına yakın birbirine paralel olarak önerdikleri iki fay modeli (**fm24-25**) ve karşı kıyıya yakın modeller ile kesişebilecek yegâne sismik kesit **K12** hattındadır (Şekil 3). Yaltrak vd. (2000) tarafından sunulmuş olan bu kesitten ve bu kesit üzerinden yaptığı yorumdan anlaşıldığı üzere hiçbir deformasyon emaresi görülmemektedir. Bunların uzantılarının kesilmiş olabileceği **K11** hattındaki kesitte (Gökaşan vd., 2008b, Şekil 3) ise temel birim içinde bile varlığının ayırt edilmesi zor olan, yazarlar tarafından yer yer kesikli çizgilerle belirtilmiş süreksizlik önerilerinin B2 ve B1 genç birimleri içerisinde takip edilmeleri hemen hemen imkânsızdır. Bunların yüzeye ulaşmayıp B1 birimini baştan başa kat etmedikleri Gökaşan vd. (2008b)'nin yorumundan anlaşılmaktadır. Nitekim, bu hattı takip eden sismik kesit boyunca Gökaşan vd. (2008b) haritalarına işlemek suretiyle herhangi bir fay modeli tavsiyesinde bulunmamışlardır. Bu kesitle kesişen tek model Yaltrak vd. (2000)'nin önerdiği **fm23** modelidir (ayrıca, Meriç vd., 2009, Şekil 3). Fakat bu modeli destekleyecek bir kesit sunmadığı gibi, Gökaşan vd. (2008b)'nin sunduğu **K11** hattındaki kesitten bunun en azından diri fay olmadığı anlaşılır. Yaltrak vd. (2000) bu modelle kesişen "C-3" olarak kodlamış olduğu bir sismik hat (Tablo 1) için Çanakkale boğazının bütününe içeren bir diyagram üzerinde kesitin kendisini sunmamış olmakla birlikte çizimle yaptığı yorumunda yüzeyi kesmekle beraber, yorumunda derinde devamı olmayan belirsiz bir deformasyon hattı gösterir. Kesitin kendisi sunulmadığı için bu kritik durum hakkında bir şey söylemek mümkün olmayıp önerdiği fay modelinin veriyle desteklenmemiş olduğu görülmektedir. Bu modelin kuzeyinde bulunan yine Yaltrak vd. (2000) tarafından önerilen fay modelini destekler nitelikte herhangi bir sismik kesite dayalı kanıt çalışmada rastlanılmamakta ve de yorum çizimlerinde açıkça ilgililiği olabilecek bir yapı görülmemektedir. Ancak, Gökaşan vd. (2008b)'de bu modeli kesen yerini **K10** ile gösterdiğimiz (Şekil 3) bir kesit sunulmuştur. Yaltrak vd. (2000)'nin de yorumlamalarında yararlanılmış

olabileceği bu kesiti inceleyen Gökaşan vd. (2008b) **fm22** ile kesişme bölgesinden (Şekil 3) geçen haritaya işlenebilecek herhangi bir fay önerisinde bulunamamıştır. Kesitte bazı hatların varlığı yorumlanmış olsa da sismik ayrımlılık veri kalitesinin yetersizliği nedeniyle oldukça kötü durumda olup yazarların sunduğu diğer kesitlerde rahatça seçilebilen temel içerindeki deformasyonlar bile bu kesitte net değildir.

Gökaşan vd. (2008b)'de verilen bu kesitin merkezi kesimindeki bir oluk şeklinde boğazın derinleştiği kesim için yazarlar "F3" ile adlandırdıkları bir fay zonunun varlığını önermektedir. Bu kısım, çalışmalarında, **fm10** ile kodladığımız bir fay olarak modeli ile temsil edilir. Ancak, **K10** hattında bulunan bir kesitte (Gökaşan vd., 2008b, Şekil 3) birimlerin yansıma yüzeylerinin sürekliliklerinde gelişmiş olabilecek bir yapısal bozulma, sunulan kesitten seçilecek durumda değildir. Yazarların sunduğu diğer kesitlerde görülebilen temeldeki süreksizlikler bile belli değil ve hatta diğer sunduğu kesitlerde açıkça görülen bu birime has, mesela kıvrım yapıları bile, bu kesitte kolayca izlenememektedir. Modelin önerildiği kısımdaki deniz tabanındaki oluk yapısının B2 ve temel birimleri üst yüzeylerinde de gelişmiş olduğu, yazarların yapmış olduğu birim sınırı ayrımı yorumlarından belki anlaşılabilir. Temel birim üst yüzeyinde (topoğrafyası) bulunan çizgiselliklerden Gökaşan vd. (2008b)'nin "L5" ile adlandırdıkları biri bu yapı ile çakışmaktadır. Bunun tıpkı Boğaz'ın Marmara çıkışındaki gibi eski kanal tipi yapıların artıklarından (Gökaşan vd., 2008b, 2010; Yaltrak vd., 1998; Ergin vd., 2007) olduğunu, yazarlarla bu konuda aynı fikirde olup, tahmin ediyoruz. Benzer akıntı vadisi boğaz eksenini boyunca kuzeydoğuya boğazın daraldığı kısımda daha belirgin haldedir. Burada da temel üst yüzeyinin benzer yapıya sahip olduğu Gökaşan vd. (2008b)'de "L4" ile verilen çizgisellikten bilinmektedir (ayrıca, Gökaşan vd., 2008a). Aynı durumda olan burası için bir fay modeli tesis edilemeyip "L5" çizgiselliğinin bir fayın var olabileceğine işaret ediliyor olması çelişkisi, modelin verilerle ve kurgulanan ilişkilerle açıkça desteklenemediğinin alametidir. Ayrıca, eleştirdiğimiz **fm10** modelinin kuzeydoğu uzantısı ile kesişen Gökaşan vd. (2008a) tarafından sunulan bir proje raporunda bulunan bir sismik kesit de ve yorumu da bu modeli destekler nitelikte değildir. Gökaşan vd. (2008b)'nin "L4" ile adlandırdığı çizgiselliğe yakın konumda olsa da bununla üst üste binmeyen ve süreklilik arz etmeyen, yine, Gökaşan vd. (2008b)'nin haritalamak suretiyle önerdiği kısa (1 km kadar) modelini (**fm21**) destekler hiçbir veriye literatürde rastlanmaz (Şekil 3).

## 2.2. Değerlendirme

Gökaşan vd. (2008b) Çanakkale Boğazı boyunca uzanan, Boğaz'ın keskin hatlarının şekillenmesinde de rol oynamış diri fay zonlarının varlığını önerir. Önerisini, bunların Anadolu'nun Avrasya levhasına nazaran batıya doğru hareketinin kuzey sınırını teşkil eden, KAF'nın faaliyetleri ile ilişkili olabileceğini ifade ederek yapmaktadır. Yaltrak vd. (2002) de yakın tarihteki yükselmeye işaret eden bölgedeki sahil şeridini takip eden deniz sekilerinin varlığını yorumlarken KAF'nın transpresyonel faaliyetlerini sorumlu görmüştür (ayrıca, Sakıncı ve Yaltrak 1997). Ancak, şimdiye değin literatüre geçmiş sismik kesitleri incelediğimizde; genç sedimanter istiflerde öneri konusu olan diri fayların sebep olduğu deformasyonların bulunduğu çıkarımının yapılması için yeterli verinin mevcut olmadığı anlaşılmıştır. Kıyıyı takip eden deniz sekileri dışında, yüksek olanlarının da varlığı (Şekil 1), transpresyonel etki önerisini açıklamayı daha da zora sokar. Ayrıca, GPS kayma hızları da boğaz bölgesindeki bir deformasyonu doğrulamaz. Boğaza keskin hatlar veren jeomorfoloji ise önceki tektonik rejimlere ait fayların zayıflık zonlarının drenaj sistemini kanalize etmesi (epijenik) ile ilgili olabilir. Gökaşan vd. (2008b)'nin, diri fay önerilerine destekleyici olarak sunduğu temel birimin topoğrafyasındaki çizgisellikler, genellikle eski kanal yapılarını veya geçmişteki tektonik rejimde faaliyet göstermiş kalıntı fayları ifade ediyor olabilir. Nitekim, benzer veriyi tekrar inceleyen Gökaşan vd. (2012), boğazdaki fay modellerini, bunların ancak ikincil nitelikte olabilecekleri doğrultusunda ifadelerle tanımlar ve Çanakkale Boğazı'nın, Marmara ile açık denizler arasında su bağlantısı kurma görevi aldıktan sonra erozyonel kuvvetle kazıldığı genel sonucuna varır (ayrıca, Demirbağ vd., 1999). Gökaşan vd. (2010) de Boğaz'ın baskın olarak erozyonla açıldığını ve bugünkü morfolojisini kazandığını bildirmekte, fakat aynı zamanda, diri fayları boğaz morfolojisini kontrol eden bir başka faktör olarak görmektedir. Elmas ve Meriç (1998) boğazın, KAF'ndan ayrılan kollardan biri ile KAF kontrolünde, tektonik olarak aktif bir bölgede olduğunun ve çevrede boğaza paralel uzananın faylar tarafından kontrol edilen bir havzayı temsil ettiği görüşündedir. Ancak diğer taraftan, bunun gerçekleşmesi ya da senkinalleşmeden sonra devam etmesi için gerekli olan temelle üst Miyosen/Pliyosen birimlerini sınırlayarak Ezine'den Şarköy'e uzandığını öne sürdüğü fayın, çalışmış olduğu sedimanter formasyonların yaşından hareketle, ancak erken Pliyosen'e kadar aktivitesini sürdürmüş olabileceğine dair sonuçlar ortaya koyabilmektedir. Nitekim, Saner (1985), boğazın batı yakasındaki Kuvaterner depoların deformasyon geçirmemiş olduklarından hareketle yakın zamanda tektonizmaya maruz

kalmadıklarını ortaya koyar. Diğer taraftan Alpar vd. (1996) boğazın, boğazın içinde sahile koşut fayların kontrolünde olduğunu savunur ancak buna delil göstermek için örnek olarak sunduğu kesit görüntülerinin kalitesi bu görüşünü dikkate alabilmemiz için yetersizdir.

Göktaşan vd. (2008b)'nin boğazdaki aktif tektonik süreçte görev aldığı düşünülmesi için üç ana diri fay zonu önerisinin en güneyindekinin içinde yer alan ve boğazdaki diğerlerinden uzunlukları ile öne çıkanlardan olan fay modeli hattı (**fm10**) ile kesişen, literatürde örnek olarak sunulmuş sadece bir adet sismik kesit (Şekil 3) bulunmaktadır (**K10**). Kesit (Göktaşan vd., 2008b) incelendiğinde; kalitesinin bir diri fayı modellemeye imkân verecek seviyede, yorumlama yapmaya elverişli olmadığı açıkça anlaşılır. Zon içerisinde ve boğazın Ege çıkışına doğru, bu zonun uzantısında olabilecek konumda modellenen (**fm21, fm24-25**) fay hatlarını (Meriç vd., 2009; Göktaşan vd., 2008b) kesen (Şekil 3), bu önerilerin neden yapıldığına dair hiçbir örnek kesit literatürde sunulmamıştır. Benzer şekilde önerilmiş olan **fm20, fm22** ve **fm23** modelleri (Yaltrak vd., 2000) ile ilgili olabilecek literatürdeki diğer yayınlarda bulunan kesitlerde ise diri fay modellemeye imkân verebilecek bir yorumlama ve de belirti görülmez (Şekil 3, Tablo 1).

Boğazın diğer çıkışına (Marmara) doğru uzanan bir diğer fay zonu önerisi (Göktaşan vd., 2008b) üç parça fay modeli (**fm1-2, 11**) ile temsil edilir (Şekil 3, Tablo 1 ve 3). Burada temel birim topoğrafyasında bulunan uzunca bir kabartının, öneriyi yapan yazarlar tarafından, genel olarak sağ yanal bir sistemde bir sola sekme ile oluşturulmuş olabileceği yorumlanması yapılır. Bu yorumun destekleyicisi olarak yayında verilen örnek kesitte (Şekil 3: **K3**), temel birimde bazı deformasyon yapıları görülse de genç birimlerdeki yüzeye kadar devamlılık arz eden paralel ve süreklilik gösteren sismik yansıma yüzeyleri bu görüşe aykırıdır. Yazarların genç birimlerde yüzeye kadar olmasa da fayları takip edebildiklerini ifade ettikleri kısımlarda kesit (**K3**) kalitesi net bir muhakemeye izin vermez. Üstelik, temel birim topoğrafyasından dolayı ortaya koydukları fay modelinin varlığını gösterdiğini ifade ettikleri çizgisellik boğaz tabanı morfolojisinde yoktur. Yaltrak vd. (2000)'de de, incelenen sismik kesitlerde fay modellemeye uygun deliller olmadığı net olarak ortaya konur. Sağ yanal bir fayda sola sekme ile veya herhangi bir doğrultu atımlı fayda bir sekmenin neden olabileceği bir basınç sırtı yapısı boyunca sekmeyi oluşturan iki parçadan hiçbiri boyunca, **fm2** modelini temsil ettiğini düşündükleri gibi, genişlemeden kaynaklı bir oluşum gelişmiş olması beklenemez. Çünkü bu yapıların oluşturduğu düzende sıkışma hâkim olur. Yani, Göktaşan vd. (2008b)'de sunulmuş B4 birimi yüzey topoğrafyası haritasında boğaz eksenini boyunca kısmen devamlılık arz eden çizgisel oluşum hem bunu oluşturacak bir serbestlemeli fayı hem de basınç sırtını oluşturan sekmenin bir parçasını temsil etmesi beklenmez. Drenaj sistemlerinin paleo-tektonik dönemlerden kalan ölü fayların sebep olduğu eski zayıflık zonlarını takip etmesi, bu zonlar boyunca yataklarını açıp vadiler oluşturması, sıklıkla rastlanan bir durumdur. Marmara açıklarına doğru devamlılığı olan bu çizgiselliği oluşturan kanallı (Sağcı, 2009), bunun boyunca genç sedimanter tabakalaşmayı bozan bir unsur olmadan (Şekil 3: **K1**; Tablo 3), bir diri faya işaret edeceğini teklif etmek için bir sebep de yoktur. Zaten, sunulan bu kesit üzerinde deformasyona dair bir yorumlama bulunmamasına rağmen Göktaşan vd. (2006b)'de **fm1** yine de fay modeli olarak sunulmaktadır (ayrıca, Meriç vd., 2009; Göktaşan vd., 2010, 2012). Modellerden en uzun olanını (**fm2**) da kesen **K1** kesitinde de birimlerde deformasyon görülmez. **K3** kesitini tekrar ele alan Göktaşan vd. (2012) daha önce genç birimler içerisinde tâkip edildiği öne sürülen bu fay tekliflerinin bir çoğunu kesit yorumlarından kaldırmıştır. Boğazın kuzey kısmına yakın **fm11-15** modellerini (Göktaşan vd., 2008b) kesen hiçbir örnek kesit literatürde sunulmamıştır (Şekil 3).

Göktaşan vd. (2008b)'nin boğazın zigzaglı geometri sunan orta kısmını kesen fay zonu önerisinin (ayrıca, Göktaşan vd., 2010) karada da devamlılığı olduğu ifade edilen Nâra Burnu'nu kuzeyinden teğet geçen (Şekil 3) D-B doğrultulu uzantısında, uzunluğu ile öne çıkan modelin (**fm6**) varlığını kanıtlamaya yönelik bir örnek sismik kesit (**K8**) görüntüsü sunulmuştur. Bu kesimle ilgili diğerinde olduğu gibi literatürde sunulan yegâne sismik görüntüyü temsil eden ve boğazın daraldığı bölgedeki güçlü erozyonun geçerli delillerinden birine iyi bir emsal olan bu kesitin, herhangi bir fayın varlığını destekler özellikleri olmadığı açıktır. Zaten, kesiti literatüre kazandıran Göktaşan vd. (2008b), bu kesit üzerinde yapısal yorumlama çizimleri yapmamıştır. Bu uzantıyı kestirdiğini ve varlığını, üzerinde yaptıkları yapısal yorumlamaları ile de desteklendiğini öne sürdükleri, literatüre örnek olarak verilmiş diğer bir kesit (**K9**), yeri haritalarından anlaşıldığı üzere zonu kesen bir pozisyonda değildir (Şekil 3). Zona dikine değil de paralel konumda bulunan bu kesit, zonun dışında ve 2 km kadar da uzağında bulunur. Öneri konusu olan fay zonunun KD istikametinde uzandığı kısmı (**fm4-5**) kesen bir kesitte (**K7**) belki doğrultu atımlı faylara has bir yapı olan çiçek yapısı gibi bir deformasyon görülür



(Gökaşan vd., 2008b). Bu tür yapıları oluşturan eğim atım bileşeni de olan faylar, sunduğu atımların eğim-  
aşağı (negatif) veya -yukarı (pozitif) olmasına göre, fayın lokal yön değiştirmesinden kaynaklanan hat boyunca  
lokal serbestleme veya lokal sıkışmaya işaret ederler. Ancak, kesitte benzer yapıyı oluşturan faylarda düşey  
atımı seçmek, yönüne karar vermek zordur ve belirgin olmayan bu yapının fay zonunu kuzeydoğuda 3 km  
kadar ileride kesen başka bir kesitte (**K6**) belirginliğinin azaldığı ve 2 km kadar daha ileride kesen başka bir  
yayında (Yaltrık vd., 2000) sunulan kesitte (**K5**) ise neredeyse tamamen yitirildiği görülmektedir. Bu yapının  
sunduğu süreksizliklerin yüzeye kadar ulaştığı, en güneydeki kesitte (**K7**) görülse de bu bölgedeki erozyon ya  
kesitlerde görülenlerden daha genç birimleri silmiş veya bunlar hiç birikmemiştir. Bu sebeple, yapının faal  
olabileceğini söyleyebilmek için bir neden bulunmamaktadır. Üstelik, kuzeyindeki kesitte (**K6**), süreksizlik  
gösteriyor olabilecek yapıyı oluşturan bu birimlerin yer yer, süreklilik arz eden daha genç birimlerle örtülü  
durumda bulunması yapının faal olmadığına, ölü olduğuna delalet eder. Öneri konusu yapılmış bazı (Gökaşan  
vd., 2008b) fay modelleri (**fm17-19**) ile kesişip önerilmeleri için örnek teşkil edebilecek kesitlerin literatürde  
bulunmadığı görülmekte, bazıları için (**fm3, fm7-8**) kesit sunulmuş olsa da ilgili çalışmalarda verilen örnek  
kesitler üzerinden yapılan yorumlamalarında (Yaltrık vd., 2000; Gökaşan vd., 2008b) çizilen hatların yüzeye  
ulaştırılmadığı görülmektedir. Yaltrık vd. (2000)'nin önerdiği **fm9** ile gösterdiğimiz (Şekil 3) fay modelini  
benzer veriyi (**K7**) kullanan Gökaşan vd. (2008b), çalışmasında sunduğu fay haritasına yansıtmamıştır (ayrıca,  
Gökaşan vd., 2012). Bu tür durumların genel sebebi, sismik kesitlerin kalitesinin yetersizliğinin farklı  
çalışmalarda aynı veri kullanılsa da yorumlamaların çeşitlenmesine yol açmasıdır. Kuşku edilen yapıların  
belirgin olmayışları (şüpheli oldukları) nedeniyle genç birimler içerisinde açıkça ortaya konabilmiş bir  
faylanma bulunmamaktadır. Diğer taraftan boğazdaki kesitlerde rahatça görülebilen belirgin yapılar da vardır.  
**K7** kodlu kesitin (Gökaşan vd., 2008b, 2012) Anadolu kıyısına yakın kesiminde temel birim (B4) yüzeyinde  
görülen hayli belirgin düzensizliğin bu bölgede önemli deformasyonu yansıttığının açık olması, buna iyi  
emsaldir. Burada, temel birim (B4) yüzeyinde görülen düzensizlik, kesitin diğer kısmında bunu yer yer örten  
genç B2 birimi yüzeyinde görülen düzensizliğe kıyasla çok belirgindir.

Kuzeydeki ve güneydeki zonu ve orta kesimdeki fay zonunun önemli bir kısmını temsil eden fay modelleri,  
önerilen zonlar bakımından sunulan kesitlerde bir karşılığı bulunmamasına rağmen, herhangi bir destekleyici  
farklı örnek kesit de sunulmamak suretiyle Gökaşan vd. (2008b)'den hemen hemen olduğu gibi alınarak Meriç  
vd. (2009), Gökaşan vd. (2010) ve Gökaşan vd. (2012) gibi araştırmaların fay haritalarında da yer alabilmiştir  
(Tablo 3). Çanakkale Boğazı ile ilgili mevcut literatür, tam olarak taranıp incelendiğinde boğazda varlığı  
önerilen yaklaşık 25 adet fay modellendiği görülür (Şekil 3). Çalışmalarda ortaya konan veri ve bunların  
yorumları analiz edildiğinde, fay modellerinin çoğunun (21 adet) kesitlerde diri olduklarını destekleyebilecek  
hiçbir yapısal hadise bulunmadan (**fm1-3, 6-8, 11-25**), bunlardan bir çoğunun (15 adet) önerildiği yayında  
kesildiği örnek kesit gösterilmeden (**fm11-25**) ve bunların çoğunun (**fm11-15, 17-19, 21, 24-25**) ise, diğer  
yayınlardakiler de dahil olmak üzere yani literatürde, kesildiği hiçbir örnek deniz sismiği kesiti sunulmadan  
(Şekil 3) önerildiği görülmüştür. Genel olarak, deformasyonların sebep olduğu nispeten yaşlı birimlerde açık  
olarak görülen süreksizliklerin genç birimler içerisinde belirgin olmayıp yüzeye ulaşmamış olarak  
yorumlandığı görülmektedir. Dolayısıyla boğazın eksenini ve Gelibolu Yarımadası'na yakın kesimlerinde,  
literatürde sunulan haritalara işlenmiş (Yaltrık vd., 2000, Gökaşan vd., 2008b) veya bunlara atfen alınmış  
(Gökaşan vd., 2010, 2012; Meriç vd., 2009) fay modellerinin diri faylar olduklarına dair herhangi bir net delilin  
literatürde mevcut olmadığı kolayca anlaşılır. Sunulan kesitler üzerinde deformasyonların yüzeye ulaşacağı  
şekilde yorumlananları sadece 4 adet modele karşılık gelmekte ancak bunlardan **fm9** ve **fm10** modellerini  
kesen kesitlerde yansıma yüzeylerinde deformasyon görülememektedir (Şekil 3, Tablo 3). Yüzeyi kestiği  
yüzeye kadar ulaşan yansıma yüzeylerinin deformasyonundan anlaşılabilen iki fayı temsil eden diğer iki model  
(**fm4-5**) ise kesitten anlaşılacağı üzere erozyonal bölgededir. Örnekleri yayında sunulmak suretiyle deniz  
sismiği verisiyle delillendirilmiş olmayıp yine de var olduğu önerilen faylar sunulan modellerin yarısına  
yakınına teşkil eder. Bunlar, en azından, verilerle destekleniyor olabileceği düşünülen diğerlerinden ayrılacak  
şekilde bir ifade (örn.: farklı çizgi çeşidi) kullanmak suretiyle haritalara işlenmesi, yaptığımız tarama ve kritik  
çalışmamızda karşı karşıya kaldığımız gibi başka karışıklıklara mahal vermemesi bakımından elzemdir.  
Özellikle bölgenin diri faylarının tespitine hedeflenmiş çalışmalarda, başka çalışmalarda sunulmuş kesitler  
titizlikle incelenmek suretiyle önerilenlerin de bunlarda sunulan veriye değinmek suretiyle ortaya konması  
gereklidir ki, önerilen modeller, veri ve yorumları ile açık bir şekilde anlaşılabilir hale gelsin.

### 3. Çevredeki Aktif Tektonik Hatlar

Gökaşan vd. (2008b) genel olarak, boğazın bir akıntı vadisi şeklinde değil de Anadolu'nun aktif tektoniğinin ana unsurlarından biri olan KAF'nın Marmara bölgesinin güneyinde uzanan sentetik segmentlerinin temsil ettiği KB-GD uzanan bir sağ yanal doğrultu atımlı fay sistemi etkisi ile oluşturulduğu fikrini savunur. Yaltırak vd. (2000)'in de çalışma alanımızın tektonik olarak aktif rejimlerden etkilendiğine dair yorumları vardır. Bunu, Mürefte (Şarköy, Ganos) Fayı'ndaki lokal bir sıkışmayla bağlantılı olduğunu ifade ederek açıklamaktadır. Ancak, Çanakkale Boğazı'nın, Marmara'dan uzanıp Saros Körfezi'ni kat edip Kuzey Ege Çukurluğu'na uzanan, boğaza ortalama ~30 km uzakta bulunan (en uzak yeri 50 km mesafede) fay zonu ile, en yakın yeri boğaza 50 km uzakta olan BİYA Fay Zonu arasında bulunması (Şekil 1); bu iki fay zonu tarafından etkilenebileceği çıkarımının yapılabildiği eldeki sismik verinin bu doğrultuda yorumlanmaya çalışılması için yeterli değildir. Çünkü, zonlarla ilgili öne çıkan bazıları aşağıda sıralayacağımız bir çok farklı disiplinlerden edinilen bilgiler, bunun gerekmediğine işaret eder. Üzerinde ~20mm/yıl hız bulunan Anadolu ile Avrasya Levhasının arasındaki sınır, Marmara Denizi'ni doğu batı kat ederek Kuzey Ege Çukurluğu'na uzanırken, Anadolu içerisinde kalan yılda ~7 mm'lik (örn., Reilinger ve McClusky, 2001) toplam sağ yanal içsel deformasyon, Marmara'nın güneyinde bulunan, Biga Yarımadası'nda yarımada'yı kuzeydoğu güneybatı kat eden birkaç ana fay zonundan oluşan (örn., Flerit vd., 2003) 30 km kadar genişliğe sahip bir zona (BİYA Fay Zonu) yayılır. Zondaki ana hatlar olarak ifade edilebilecek bu ana fay zonlarının her birinde, yıllık olarak GPS hareket vektörü uzunlukları, bunların hatâ elipsi eksenlerinin uzunluklarına yakın yani kayma hızı az (yılda birkaç milimetre) miktardadır (örn., Straub ve Kahle, 1997; Flerit vd., 2003). Zon, yarımada'nın güneybatısından karadaki doğrultusunu kaybetmeden Ege Denizi ortalarındaki en derin kısmı teşkil eden eksene (Arpat, 1976) ulaşacak şekilde uzanır (örn., Kreemer ve Chamot-Rooke, 2004; Nyst ve Thatcher, 2004). Kahle vd. (2000)'in GPS ölçümleriyle oluşturulan hız alanından istifleyle hesaplanan bölgesel normal yamulma (strain) modellemesine göre hesap hata miktarlarının Anadolu ve çevresine göre minimumu temsil ettiği Çanakkale Boğazı ve çevresinde ne sıkışma ne de genişlemeye dair bir anomali görülmekte, 0 nstrain/a değerindeki eş yamulma eğrisi bölgeyi adeta çevreleyecek işaretlemektedir (Şekil 1). Benzer durum, Piña-Valdés vd. (2022)'de verilen en yeni GPS düşey hız dağılımında da ve sıkışma-genişleme yamulma alanında da açıkça görülmektedir. Okay, Tüysüz ve Kaya (2004) jeodetik veri kullanarak yaptığı yapısal jeoloji ve morfolojiye dayalı yorumlarını Ganos hattında yani Mürefte Fay Zonunda, sadece Avrasya tarafında etkisi olabilecek lokal bir sıkışmalı deformasyon olduğuyla sonuçlandırır (ayrıca, Yaltırak vd., 1998). Buradaki Işıklar dağınının Marmara havzası çökme bölgesi sınırını dışında kalmış, sıkışmalı paleo-tektonik dönemden kalma bir yükselti olması muhtemeldir (Arpat, 2017).

Her ne kadar GPS hızları, bazı yayınlarda çek-ayır modeli olarak geçen Marmara Denizi'nin baklava düzenli çukurluklarını sınırlayan baklava modeli (BM) olarak isimlendirdiğimiz şablondaki aktif fay modellerine, bu şablonun doğru olduğu kabulüyle dağıtılacak şekilde (projekte edilecek şekilde) modellenmek yoluyla oturtulduğunda Mürefte Fayı ve Saros Körfezi'nde sağ yanal hareket dışında sıkışma elde ediliyorsa da şablondaki KD-GB uzanan hatların hemen hepsinde sıkışma ile karşı karşıya kalınmaktadır (Straub ve Kahle, 1997). GPS'le elde edilen modelin bütününe bakıldığında açıklanması zor durumlar olduğu görülür. Bu, GPS hızları ile test edilen BM'nin geçersiz olabileceğine işaret eder. Marmara'nın bütününe değil de sorunlu kısımdan uzak durularak batısında kalan kısıtlı bir kesimindeki GPS hız alanı modele (Barka ve Kandinsky-Cade, 1988) uygulandığında (Straub vd., 1997) ise kabul edilemez bir şekilde ve BM'de önerilen aksine bol sol yanal atım yönleri ile karşı karşıya kalınmıştır. BM'yi sadece çerçevesi kalacak şekilde basitleştirmek yoluna giderek yaptıkları projeksiyonlarda (Kahle vd., 1998, 1999, 2000) ise araştırmacılar tüm Marmara'da, açıklanamaz bir sıkışma ile karşı karşıya kalmaktadırlar. Bu, GPS hızları ile fay modellemelerini test eden araştırmacılar, Marmara'da deformasyonun, BM'ye uyarak değil Marmara'yı ve Kuzey Ege Çukurluğunu boylamasına kat eden tek bir basit hatla alınması gerektiğini defaatle belirtmişlerdir (Straub ve Kahle, 1997; Straub vd., 1997). Yani, modellemelerde Ganos hattı boyunca görüldüğü önerilen sıkışma bu geçersiz tecrübelerin ürünüdür. Anlaşılmaktadır ki, Marmara Denizi'nin çukurlukları önceki dönemde şekillenmiş bir çökme alanını teşkil etmektedir. Hattın kat ettiği yükselti ise daha önceki bir dönemden kalmış olabilir. Bu bölgenin batısında kalan Saros Körfezi'nin sismotektoniği ise sıkışmaya değil pür sağ yanal deformasyona işaret eder. Körfezde meydana gelen 2003 sismik aktivitesi odak mekanizması çözümleri çukurlukta dar bir düşey düzlem boyunca uzanacak şekilde sağ yanal atım gösterir ve az bir miktar genişleme bileşenine de sahiptir (Karabulut vd., 2006). Sıkışma göstermeyen benzer durum, genişleme bileşeni baskın olacak şekilde

yine körfezde meydana gelen 1975 depremi için de geçerlidir (Taymaz, Jackson ve McKenzie, 1991). Deniz sismliği çalışmaları ise körfezin genişleme bileşenine sahip bir doğrultu atım sistemi (negatif çiçek yapısı) içerisinde olduğunu ortaya koyar (Kurt, Demirbağ ve Kuşçu, 2000; Ustaömer vd., 2008). Diğer taraftan, Saner (1985) Miyosen'den itibaren Mürefte Fayı boyunca görülen faylanmaların sıkışmaya işaret etmediğini tespit etmiştir. Ayrıca, Yaltrık (1998), Mürefte Fayı'nın erken-orta Eosen'de ve sonrasında geç Oligosen-erken Miyosen'de pozitif bir çiçek yapısı şeklinde ortaya çıktığını, Gelibolu Yarımadası'nın kuzeyindeki Saros Körfezi oluşumu esnasındaki deformasyondan ancak Pleyistosen'e kadar güçlü olarak etkilendiğini ve Gelibolu Yarımadası kuzey kıyısına koşut Anafartalar Fayı'nın bu hadise ile ilgili olduğunu önerir. Ve ayrıca, Okay vd. (2004) karadaki yükseltinin monoklinal transpresyonel bir yapı olduğunu, Avrasya levhası tarafında kaldığını ve Gelibolu Yarımadası'na doğru yayılmadığını yani deformasyonun burayı kat eden aktif fay hattıyla (Mürefte Fayı) sınırlı kaldığını ifade ederler. Varsa, az miktardaki sıkışmanın etkisinin, çalışma alanımıza (Şekil 1) yayılacak denli (30-50 km) etkin olması (Yaltrık vd., 2002) beklenmez. Bölgemize, daha odaklı jeodetik çalışmalar da böyle bir etkinliğin olmadığını gösterir (Şekil 1). KAF ile ilişkili bir transpresyonel yapı olduğu yaygın olarak savunulan (örn., Dewey ve Şengör, 1979) Işıklar Dağının Marmara Denizi bölgesinin çökmesi dışında kalan bir yükselim olması muhtemeldir (Arpat, 2017). Boğazın her iki yakasındaki noktalarda bir proje kapsamındaki kampanyalarla GPS ile alınmış ölçümler analiz edilerek sunulmuş, hız vektörlerinin (Baykal ve Tari, 2007), boğaza paralel bileşenleri alındığında boğazın her iki yakasında yaklaşık olarak eş değer taşıdıkları anlaşılır. Birbirlerine yaklaşım veya sağ yanal kaymaya işaret etmezler. Diğer bir deyişle, boğaz eksenini yönündeki bileşenleri alınmak suretiyle yön değişimi devreden çıkartılarak skalarlaştırılabilir vektör değerleri interpolate edilirse eş hız eğrileri boğazı dikine kesmektedir. Bu açıkça, hareketsizliğe işaret eder. Çanakkale Boğazı'nın, KAF Zonu (Mürefte Fayı) ve BİYA Fay Zonu arasında bu ikisinin etkisi altında kalan bir bölgede bunların etkisinde olduğu gibi bir genel görüşü bulunan Gökaşan vd. (2012), diğer taraftan, tamamında değil de boğazın bazı kesimlerinde fayların bulunduğu fikrini bunların ikincil nitelikte olabilecekleri ifadesi ile birlikte savunur. Çünkü genel görüş bölgenin aktif tektoniğin etkisi altında olduğu yönünde ise de sismik veriler aktif tektoniğe dair unsurların boğazda var olduğunu doğrulamaz. Aktif fayların yüzey izlerinin (jeomorfolojik ifadelerinin) korunamamış olabileceğinden, akıntı sitemleri sorumlu tutulabilir. Fakat genç çökelişin mevcut olduğu ve muhtemelen de hali hazırda çökelişin sürdüğü yüzeye yakın kısımlarda faylanma sonrası örtülmek suretiyle saklanmış olabilecek yapısal süreksizliklere dair kanıtların örnek olarak verilen kesitlerle sunulamaması, veriyle desteklenememiş modellerin diri fayları temsil ettiğinden kuşulanamamamıza sebep olması bakımından yeterlidir. Ayrıca yeryüzünde, izlerinin yani faylara ait jeomorfolojik ifadelerin bulunmaması, daha çok, bu kanaatin kısmi destekleyicisi olabilir. Boğazın, bir akıntı vadisi şeklinde erozyonla değil faal tektonik unsurlara ya da subjektif bir ifadeyle diri faylara erozyonun eşlik etmesi yoluyla oluşmuş olabileceği fikrinin uyanmasına; vadisinin, zigzag dönüşler de gösteren yer yer keskin kenarlı görüntüsü rol oynayabilir. Fakat, bu morfoloji için fayların diri olması şart değildir. Sismik kesitlerde diri faylara işaret eden yapıların bulunmayışı da göz önünde bulundurulduğunda, bu keskin morfoloji, boğazın, diri fay zonaları (KAF Zonu ve BİYA Fay Zonu) arasında bulunduğu için bunların etkisi altında olabileceği görüşüne de kanıt teşkil etmeyebilir.

#### 4. Tartışma ve Sonuç

Çeşitli yazarlar (örn., Philippon, 1898; Pamir, 1938; Yalçınlar 1949) tarafından savunulan, boğazın erozyonla oluşturulmuş olabileceği fikri, kanalın çizgisellikler ve keskin dönüşler sunan geometrisi ile; (1) sınırlarının tabaka duruşları (örn., Erol, 1969), (2) sertlikleri bakımından birbirlerinden ayrı olmaları nedeniyle erozyonlarında farklılık göstererek beliren tabaka sınırlarının geometrisi (örn., Erol, 1969) ve bilhassa da (3) önceden var olan yapısal unsurların oluşturduğu zayıflık zonlarıyla tespit edilmiş (örn., Erol, 1992) olabilecekleri ihtimalleri ile birlikte düşünüldüğü taktirde, tutarlılık arz eder. Geometrisi önceden teşekkül etmiş, bugün faal değil de ölü fay ağı olarak, kalıntı durumundaki zayıflık zonları ile kanalize edilen bir akarsu erozyonu ile ortaya çıkan morfolojinin (epijenik vadi) sıradan bir akarsu erozyonununkiyle farklılıklar göstermesi beklenen bir durumdur. Bölge ve çevresi jeolojik geçmişte etkin tektonik hadiselerle sahne olduğu için (örn., Görür ve Elbek, 2013) kabuğunun, yapısal süreksizliklerin nadir olarak bulunduğu homojen bir yapıya sahip olması beklenmemelidir. Anadolu'nun tamamı, jeolojik geçmişte çok çeşitli tektonik rejimler altında bulunduğundan kabuğu birçok fay sistemi ile kesilmiş olup bugün bunlar kabuk içindeki yapısal süreksizliklerin müsebbibi olan ölü fay ağını temsil eder. Bu faylar kabukta zayıflık zonları teşkil eder.

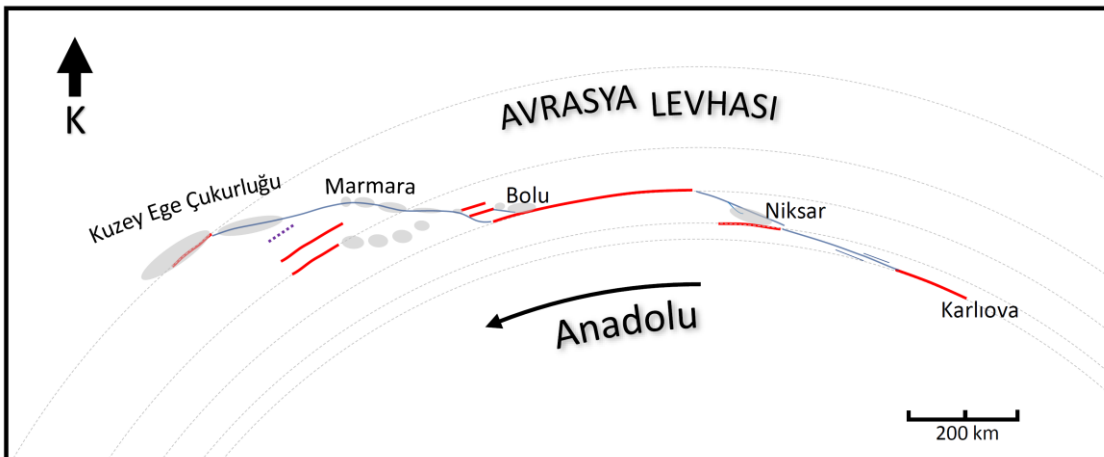
Örneğin, Sözbilir vd. (2018)'in bölgemize en yakın olup nispeten ayrıntılı incelenen Tuzla (Şekil 1) bölgesi ve civarında bir örneğini tespit ettiği birbirini kesen KD-GB ve KB-GD doğrultulu (konjuge, eşlenik) fay sisteminin varlığının (ayrıca, Mützenber, 1997), tüm yarımada ve çevresindeki kabuğun önemli bir hususiyeti olduğu iyi bilinir (örn., Emre vd., 1998). Aslında bu sistem Oligosen sonunda çok daha geniş bir alanı etkileyecek şekilde K-G sıkışmanın bir ürünü olarak ortaya çıkmış, Marmara Denizi'nin baklava düzenli çukurlukları, İstanbul ve Çanakkale boğazları, Marmara'ya dökülen akarsuların izlediği zigzag yataklar buna dahildir (örn., Arpat ve Şentürk, 2003). Benzer sistemin varlığının delillerinden olabilecek vadilerini kazmış akarsuların ve buna dik kolların kullandığı, aynı yönlü jeomorfolojik hatlar, yer yer aynı rejimin diğer bir unsuru olabilecek D-B ve buna dik hatlarla beraber, çalışma alanımız ve çevresinde de kaydedilmiştir (Erol, 1969). Perinçek (2006)'nın boğaz sınırlarını büyük ölçüde takip ettiğini delillerini sunmamış olsa da, öne sürdüğü faylar, ancak bunlar (ayrıca, Hochstaetter, 1870) olabilir. Benzer öneri aynı şekilde Yılmaz (2003) tarafından da yapılmıştır. Önceki tektonik rejimlerde (paleo-tektonik) mesela sıkıştırılmakla ya da bunun da üzerinde gelmiş başka bir sistemle kabukta oluşturulmuş veya geçmişte tekrar kullanılmış bir zayıflık zonu düzleminin bulunduğu bölge mevcut tektonik sisteme (aktif tektonik sistem) ait bir deformasyon zonu içerisinde kalırsa (1) oryantasyonu buna tam olarak uygun düştüğü takdirde tekrar aktif olarak kullanılabilir duruma gelebilir, (2) kısmen uygun düştüğü takdirde de tekrar kullanılabilir duruma gelebilir ama tam uyumlu oryantasyona gelinceye kadar işlenir ve (3) diğerleri yani uygunsuz oryantasyonda olanlar zaman zaman veya geçici bir süre için küçük ve belki orta büyüklükte depremlere de sebep olabilecek gerginliği (stres) barındırabilirler (örn., Komut ve Baysal, 2022). Gökaşan vd. (2012)'nin boğazda, ancak ikincil fayların olabileceği yönündeki ifadelerinden kastları üçüncüye; bunlar, büyük deprem üretmeye elverişli hatlar olmayıp kabuğun yalnız elastik olacak şekilde yamulduğu bölgelerde gerilime dayanamayan zaman zaman da depremlere (büyük olmayan) boşalan zayıf zonlar olabilirler. Sakin bölgelerde böyle bir şey beklenmez. Gökaşan vd. (2008b)'nin tanımladığı sismik kesitlerdeki en genç birimlerde veya morfolojide karşılığı olmayan temel birimin topoğrafyasındaki çizgisellikler de geçmişteki tektonik rejimde faaliyet göstermiş kalıntı fayları ifade ediyor olabilirler. Ancak boğaz, bilhassa, değindiğimiz üzere, GPS hız değişim (deformasyon) alanında, yani faal bir fay zonu içerisinde bulunmadığı için (Şekil 1) bunların oluşturduğu zayıflık zonlarında deprem oluşması beklentisi hasıl olmamalıdır. Diğer taraftan, Tuzla jeotermal alanında zaman zaman belirginleşebilen bir ana şokunun bulunmaması gibi deprem fırtınalarına has sismik aktivitenin varlığının nedeni olarak da öne sürülen bu zayıflık zonları, bir fay zonu içerisinde (ve etkisinde) kalmış ikincil faylara yarımada iyi bir misal olabilir (Komut ve Baysal, 2022). Gelibolu Yarımadası'nın körfezine yakın yakasında görülen kısıtlı depremsellik, Saros Körfezi'ndeki etkin deformasyon zonunun kısmi tesirinde kalmış ikincil faylara (üçüncü tip) örnek teşkil ediyor olabilir (Şekil 2). Benzer durum ileride, boğazın Marmara çıkışında da görülebilir.

Kabukta zayıflık zonları oluşturan kalıntı fay zonu yapıları temel birim yüzey morfolojisini kontrol etmekle kalmayıp sıklıkla yüzey morfolojisini (yeryüzü topoğrafyasını) de etkiler hatta denetleyebilirler. Bunların, deniz sularının bir vadiyi kullanarak kanal oluşturması öncesi burada uzanan bir akarsuyun, eski bir tektonik zona belki de sağlam bir çatıyı teşkil eden kabuğu aşındıktan sonra çökmüş yayvan bir antiklinal eksenine intibak etmiş olabileceği modelinde (örn., Erol, 1969, 1992) sunulduğu gibi, drenaj ağlarını ve sonrasında bunlara intibak eden deniz kanalının (İstanbul Boğazı'nda da görüldüğü gibi) yer yer keskin dirsekler (örn., Nara geçidindeki zigzag) yapan şeklini kontrol etmelerinde (Erol, 1969), yani jeomorfolojisinin oluşumunda önemli rol oynamalarına sıkça rastlanır. Bölgede geniş alanda yayılım gösteren böyle bir ölü fay ağı, geçmişte muhtemelen birden çok fazdan oluşmuş bölgesel sıkışmanın sebep olduğu bir deformasyon sürecinin ürünüdür. Ayrıca, aktif tektonik şema, neotektonik rejim içerisinde de değişimler geçiriyor hele ki aktif tektonik sistem yakın zamanda faaliyete geçmişse, diğer bir deyişle, varlığı nispeten uzun süredir süregelen değilse, Yalıtık (1996)'da da belirtildiği gibi ölü faylar bilhassa da ölümleri geçse (gençse) sıklıkla diri faylarla karıştırılabilirler. Mesela, Marmara içerisindeki aktif deformasyon zonunun tespiti üzerine yapılan hassas incelemeler neticesinde; diri olan fay hattının tahmin edilenden çok daha genç, sadece bir kaç yüzbin yıldır faal olduğu, bununla birlikte bu fayın, aktif şema içinde aktif değil ama genç olarak tanımlanabilecek yapısal unsurları, kestiği tespit edilmiştir (İmren vd., 2001; Gökaşan vd., 2003). Bu baskın ve faal pür sağ yanal zon, çok yakın bir geçmişi olduğunu vurgulamak için Gökaşan vd. (2003) tarafından "Yeni Marmara Fayı" olarak isimlendirilmiştir. Ancak, öncesinde, veriler buna benzer bir sistemin değil daha karmaşık farklı bir sistemin bulunduğuna işaret ettiği için, sistemi Marmara Fayı olarak isimlendirmek yeterli olacaktır. Bu,

Marmara'nın evriminin basit olmadığını ve en son aşamasının genç olarak tanımlanan karmaşık yapılardan çok daha genç (200 ka) olduğunu göstermektedir (Gokaşan vd., 2003). Zamanı bakımından benzer durumu bu benzerliği belirtmek suretiyle Ustaömer vd. (2008), Saros Körfezi'ndeki uzun basenin içerisinde gelişen yeni ve dar bir zona yerleşmiş bir transtansiyonel sistem ile ifade etmekte çok daha genç olan (< 200 ka) bu yapıyı "iç depresyon" olarak isimlendirmektedir. Marmara Fayı'nın çek-ayır sistemlerle (BM) değil de baklava düzenli çukurlukları kesecek şekilde Marmara'yı kat eden çok genç dar bir zonla temsil edildiğinin, çok ayrıntılı sismik çalışmalar yapılmadan önce de deniz tabanı morfolojisinde seçilen küçük değerlerdeki toplam atımlardan hareketle belirtildiği not edilmelidir (örn., Arpat ve Şentürk, 2000; Arpat vd., 2001). Pınar (1943)'ün sismotektonik yaklaşımıyla fayın uzanımı üzerine kabaca yaptığı önerisi geçerlilik kazanmıştır. GPS hızlarının BM'ne projekte edildiği çalışmalarda da Marmara'da deformasyonun, BM'ye uyarak değil Marmara'yı ve Kuzey Ege Çukurluğunu boylamasına kat eden tek bir basit hatla alınması gerektiği bu meşhur modeli tenkit eder vasıfta yeterince güçlü olmasa da defaatle ifade edilmiştir (örn., Straub ve Kahle, 1997; Straub vd., 1997). Yapısal jeoloji analizleri ile, bilhassa genç fazlarının ayırt edilmesi yani yaşlarıyla birlikte bu fayların ait olduğu deformasyon fazlarının sınıflanması ve bilhassa da faal yapılardan ayrılmaları bu karışıklığı bertaraf etmek bakımından elzemdir. Hulâsa; bir fayın genç olması aktif olmasını gerektirmez. Bouguer gravite anomalisini bir çeşit yönsellik (steerable) filtresi algoritması ile çeşitli yönlerde tarayan Görgün ve Albora (2017) güney Marmara bölgesinde geçmişteki bir sıkışma ortamında gelişmiş olabilecek istikametlerde çizgisellikler (örn., Yılmaz vd., 2010) belirlemişlerdir. Bunların, hassas yapısal jeoloji çalışmalarıyla genç bilhassa da aktif tektonik hatlarla karıştırılmasının üstesinden gelinememesi durumunda, odak mekanizması çözümleri ile denestirilmeleri yanlışlıklara sebep olur. Deprem veri kalitesi ve işlenmesi aşamalarında yaşanan zorluklardan kaynaklanan belirsizlikler, bol ve çeşitlilik arz eden yapısal izlerin mutlak yaşlarının belirsizliği ile birlikte, ele alınıp denestirildiklerinde tamamen yanlış sismotektonik yorumlamalara gidilebilmektedir. Yorumların çeşitlenmesi ve disiplinler-arası tutarsızlıklar bu tür bir duruma girildiğinin güçlü belirtilerindedir. Aktif tektonik modellerin tutarlılıklarının GPS hızları ile denetlenmesi genellikle en işe yarar yaklaşımlardandır. Bunun için, kurulacak modelin öncelikle hız alanı ile uyumluluğu bunun güvenilirliği hakkında geçerliliği olabilecek bir fikir verir. Tektonik hatlarla, mesela çoğu zaman çok seçenek sunabilen küçük ve orta büyüklüklerde depremlerden oluşan bir deprem kümesine dair odak mekanizması çözümlerinin denestirilme çabaları yapısal jeoloji geçmişi, deformasyon rejimi fazları iyi bilinmeyen bölgelerde çok yanıltıcı olabilir. Benzer karışıklık tabaka duruşlarından kaynaklanan çizgiselliklerin faylarla ilgili olabileceğinin ele alınması sonucunda da ortaya çıkmaktadır. Boğazın genel doğrultusunda uzanan esasen jeolojik geçmişte teşekkül etmiş bir yapının oluşturduğu dik yamaçların (Erol, 1969) yanlışlıkla faylarla ilişkilendirilmesi bunlara çalışma alanımızdan bir örnektir. Erol ve Nuttal (1972) boğaz çıkışının Ege kıyılarında tespit ettiği ve boğazın bazı kesimlerinde boğaza koşut doğrultuda (KKD-GGB) uzanan sarp yarılarla ifade edilen doğrusal fay yamaçlarının (dikliklerinin) diri faylara ait olmadıklarını bildirmiştir. Drenaj sistemlerinin, kalıntı fayların oluşturduğu zayıflık zonlarından oryantasyonları uygun olanları kullanarak gelişmeleri beklenmedik bir durum değildir. Gökaşan vd. (2008b)'nin temelin topoğrafyasında gördükleri çizgisellikler belki de bunlardan kalma olabilirler. Bir zayıflık zonu ağına intibak eden bir drenaj sistemi, erozyonuyla morfolojiyi bu zonları takip edecek şekilde belirginleştirebilir. Boğazda denizaltında görülen akarsu taraçasına benzer yapılar (Pfannenstiel, 1944) ve boğazın iki yakasının oluşturduğu vadi morfolojisi yapının esasen bir akarsu vadisi olabileceğine işaret etmektedir (Philippson, 1898; Pamir, 1938; Yalçınlar, 1949; Erol, 1969). Derinleşmiş böyle bir vadinin, deniz bağlantısı vazifesi aldıktan sonra yükselmesi sebebiyle güçlü bir şekilde kazılırken de akarsuyun intibak ettiği vadi şeklini korumuş olması mümkündür. Boğazın fayların kontrolündeymişçesine keskin hatları takip ediyor yer yer zigzaglar da yapıyor olması bunun aktif tektoniğin bir unsuru olabileceğinin yorumlanmasında başlıca sebeptir. Böyle bir yoruma, ancak boğazın paleo-tektonik dönemden kalan eski zayıflık zonu yapılarını takip ediyor olabileceği ihtimali göz önünde bulundurulmadığı takdirde tartışmasız olarak gidilebilir.

Bazı araştırmacılar (Sakinç ve Yalıtırak, 1997; Yalıtırak vd., 2002) kıyı şeridini yakından takip eden denizel sekilerin (örn., Sakinç ve Yalıtırak, 1997; Yalıtırak vd., 2002; Avcioğlu vd., 2013; Aydaş vd., 2015) mevcudiyetlerini, bir tektonik hattaki, bölgenin hafifçe yükselmesi ile neticelenecek lokal bir transpresyonun deformasyonları ile açıklamışlardır. Anadolu'nun Avrasya levhası sınırındaki Marmara Denizi içinden geçip Kuzey Ege Çukurluğu'na uzanan pür sağ yanal tektonik hatta meydana gelmiş lokal (kısıtlı bir kesimde) bir doğrultu değişiminden kaynaklanabilecek bir sıkışmalı gerilim alanının, boğazı kontrol edecek denli geniş bir

çevrede etkili olması önerisinin (Yaltırak vd., 2002) açıklanması kolay değildir. Tersine, GPS ölçümleri kullanılarak bir fay ağı şablonuna endeksli değil de serbest interpolasyonla yapılan deformasyon modellerinde (Kahle, vd., 2000) bölgenin geniş bir alana yayılmış sıkışmalı bir gerilimin içerisinde olmadığı (Şekil 1) ve dolayısıyla bununla ilgili bir deformasyon geçirmiyor olduğu hemen anlaşılır (ayrıca, Piña Valdés, vd., 2022). Lokal GPS hızları da Çanakkale Boğazı'nda hareketliliğe işaret etmez (Baykal ve Tarı, 2007). Diğer taraftan sabit Avrasya levhası cihetinden, Anadolu; kendi içerisinde fakat belirli bir yönde (batıya) düzenli olarak artacak şekilde deforme olsa da Ölü deniz ile Kızıl deniz arasındaki bir Euler nokta (Şekil 1'in yer gösterim haritasının sağ alt köşesi), merkez olacak şekilde saat istikametinin tersine açısız hızla düzenli bir genel hareket yapar (örn., Aktuğ vd., 2009). Avrasya Levhası ile aralarındaki bu hareketin alındığı, Anadolu'nun kuzey sınırı (KAF), tek bir dairenin çeperine oturmayıp merkezi aynı olmak kaydıyla batıya doğru gittikçe, çapları belirgin şekilde genişleyen farklı çemberlere ait yaylarla çizilebilmektedir (Şekil 4). Bunun için sağ yanal olan KAF, merkezi aynı olup batıya doğru sağa sıçrayarak genişleyen yaylardan oluşan bir kavililiği arz eder ki, bu genel durum hareket eden bloğun dış çeperinde sıkışma değil serbestlemeye tekabül eder. Gerçeğe en yakın (örn., küresel) gösterimi sunan projeksiyonu kullanmak KAF'nın bu geometrisini fark edebilmeyi kolaylaştırır (Şekil 4). Güncel sistemin Marmara'ya, yakın zamanda (200 ka kadar eskiden) yerleşmesinden önce burası da büyük sıçrama yapan bir bölgeye değil de açısız hıza uygun kavililik arz eden paralel fay hatlarıyla temsil edilmiş olabilir. Anadolu'nun döndüğünü ifade eden güncel hız alanının (GPS hızları) Marmara havzasının açıldığı dönemdeki hızlar ile uyumlu olabileceği Armijo vd. (1999)'un elde ettiği kendi içinde epey tutarlılık arz eden kinematik modelden de anlaşılmaktadır. Fakat, bugün için gelişimini tamamlamış olduğu anlaşılan Marmara çukurluklarının, çek-ayır (BM) kökenli olmaktan ziyade birbirine komşu blokların tek merkezli kavililiğe uyum gösteren saçılmış (splay) doğrultu atımlı transfer fayları arasında, batıya doğru artacak şekilde farklı derecelerde güneybatıya çekilmeleri ile açılmış olmaları muhtemeldir. Diğer bir deyişle, Marmara çukurluklarının, güneybatıya doğru olan hareketin Güney Ege Yitim Zonuna doğru çekilme nedeniyle artışının etkisiyle (örn., Le Pichon ve Angelier, 1979; Oral vd., 1995; Royden, 1993; Aktuğ vd., 2009), Anadolu'nun, üst bloktan (Avrasya Levhası) sıyrılıp (Bécel vd., 2009) alınmasıyla, sıçrayan transfer fayları arasında yarım grabenler olarak gelişmiş olabilecekleri üzerinde durmak gereklidir. Bu fayların o dönemde tekrar kullanılan zayıflık zonları olmaları da muhtemeldir çünkü yönleri bölgesel ölü fay ağı ile ve Boğaziçi (İstanbul Boğazı) ve Çanakkale Boğazı'yla da uyum sağlar. Ege genişleme rejiminin muhtemelen daha etkin olduğu ve Kuzeybatı Anadolu'ya kadar yayıldığı o dönemde, bunlardan belki de en doğudakinin transfer fayı Çanakkale Boğazı boyunca ve çevresindeki bir zon boyunca uzanıyordu. Sonrasında, yitim zonu gerilemesi (subduction retreat) veya hendek emmesi (trench suction) Anadolu'nun hareketine sebebiyet verdiği için (örn., Oral vd., 1995), muhtemelen yakın zamanda Güney Ege Yitim Zonu'ndaki bir duraklama neticesinde sistem eski etkisini yitirmiş olabilir. Kuzeybatı Anadolu'da, Marmara içerisinde görülen bu genç lokal genişleme rejimi bunun için sonlanmış olup üzerine, batıda Ege'ye de uzanan daha genç ve ayrıca aktif bir pür sağ yanal sistem (örn., İmren vd., 2001; Gokaşan vd., 2003) yerleşmiş olabilir. Bu pür yanal sistemden kaynaklanıyor olan ne kendi üzerinde uzanan ne de boğaz bölgesine yayılan etkin bir sıkışma beklenmemektedir.



Şekil 4. Anadolu'yla Avrasya Levhası arasındaki tektonik sınır.



Anadolu, Sina Yarımadası'nın doğusunda bulunan bir noktada merkezleri (Şekil 1'e iliştilirilmiş küçük harita) olan dairelerin kavislerini izleyecek şekilde saat istikametinin tersinde dönerek hareket eder. Kuzey komşusu Avrasya Levhası, arasındaki sınır (KAF), batıya doğru merkezi aynı olan Batı'ya doğru daha geniş birkaç dairenin çeperlerine uyacak şekilde gelişmiştir. Sağ yanal harekete sahip bu sınırın sağa sıçrama bölgelerinde serbestleme olması kinematik gereğidir. Kırmızı düz çizgiler, sınır zonunun bu dairelerin çeperlerine oturan kısımlarını; mavi hatlar sıçramaların gerçekleştiği kısımları temsil eder. Gri dolgu: Basenler. Kavisli vektör Anadolu'nun Avrasya Levhasına nazaran temsili hareketini ifade eder. Kesikli çizgi: Çanakkale Boğazı.

Var olabileceği düşünölen önceki sistemin evrimini tamamen bitmiş yeni sistemin pür yanal fayı tüm önceki yapılar adeta boydan boya bir çizik atmıştır. Nitekim, Baykal ve Tarı (2007)'nin GPS ölçüm sonuçları da boğaz bölgesinde hareketsizliği (Şekil 1), açık bir ifadeyle, boğazın iki yakasının birbirine nazaran hareket etmediğini destekler. Yerel jeodetik ölçümler ağ kurulumu doğru yapıldığı takdirde bir bölgede diri faylar olup olmadığını anlamada, en hassas, pratik ve geçerli araçlardan birini teşkil ederler. İzaftı hareket yoksa düzleminde birikmiş elastik yamulma stresinin bir fay düzlemindeki sürtünmeyi yenmesi (aşması) ile deprem meydana getirebilecek bir fay da kırılma dışında bir deformasyon da yoktur. Çünkü her şeyden önce izafı yer değıştirme yani yamulma yoktur. Yalçınlar (1949) yaptığı jeomorfolojik müşahedelerde boğazın deniz seviyesi üstünde kalan kısmının, altında kalan kısmının devamı niteliğinde olması nedeniyle bu jeomorfolojik yapının karasal bir gelişimin eseri olduğu ve esasen bir akarsu tarafından oluşturulduğunda şüphe olmadığına kanaat getirmiştir (ayrıca, Erol, 1969). Yani, yapı aktif olarak deforme olmadığı gibi, oluşumunda da tektonizmanın etkisinin varlığı da tartışma götürür. Yalçınlar (1949) ve Erol (1969) gibi araştırmacıların yaklaşımı ile Pfannenstiel (1944)'ün, boğazın girinti yapan kısımlarında boğazın olduğu yerde bulunan bir vadiye ait olabilecek deniz altında kalmış, eğer alt üst akıntı sınırı ile alakalı (Erol, 1969) değillerse, akarsu taraçaları olabilecek sualtı basamaklarına dair tespiti örtüşürler.

Çanakkale Boğazı oluşumunun, çeşitli disiplinlerden elde edilmiş veri setleri ile tutarsızlıklar sunması sebebiyle esas itibarıyla tektonik kökenli olmadığı kabul edilmek (sıradan akarsu erozyonu) suretiyle ortaya konan modellerde (örn., Erol, 1969, 1992; Erol ve Nuttal, 1972), en önemli meselelerden biri yükselme ve kazılma hâdiselerine cevap getirecek tutarlılıkta bir muhakeme geliştirmektir, çünkü yüksek seviyelerde ve iç bölgelere doğru (sahil şeridinden uzak) denizel sekiler vardır (örn., English, 1902; Pfannenstiel, 1944) ve denizin, boğazın çevresindeki geniş alanları istila edip geri çekildiğine dair gözlemler giderek artmaktadır (Şentürk ve Karaköse, 1987; Arpat ve Şentürk, 2000; Komut ve Kapan, 2020). Bunu yapabilmek için elimizde yakın zamana kadar oluşumları hakkında kabul edilebilir bir öneri ortaya konamamış olan ve fakat varlığı açıkça ortada olan boğaz çevresinde bulunan yüksek denizel sekilerin gelişimi göz önüne alınmalıdır. Bunlar tektonik ve östatik sebeplerle alakalı değilse, peki neden vardılar? Erol (1969), yükselme ve Pliyosen'den bu yana derine kazılma hadisesini kısmen de olsa bölgenin Neojen sonlarında çalışmış faylarla yükseltilmesi ile açıklar. Yalçın vd. (2002) denizel taraçaların varlığını bölgenin KAF'nın Mürefte Fayı kesimindeki sıkışmalı bükülmenin etkisiyle yükselmesine bağlar. Erol (1992) ise boğazın içerisinde olduğu genişçe bir bölgenin daha önce (Orta Miyosen sonlarında), KAF'nın kenar faylarının (uzantılarının) transpresyonel etkisiyle yükseltilmiş olduğunu savunur. Bugünkü kıyı çizgisini yakından takip etmeyen yüksek ve genç eski kıyı çizgilerinin mevcudiyeti, açıklanması gereken bir önemli mesele olup bu bölgenin gelişimine dair belki ortaya atılabilecek bir tektonik model, bunların oluşumu için yapılan öneriyle de tutarlılığı tesis ettirilecek şekilde olmalıdır. Zira, Pleystosen'de deniz seviyesinde bulunan Akdeniz fasiyesi çökellerinin 100 m yüksekliği aşacak şekilde yükseltilmesine sebep olan düşey hareketler boğazın oluşumunu açıklamak bakımından âdetâ bir anahtar görevi alabilirler (Komut ve Kapan, 2020). Gelibolu yarımadasının içerisinde bulunduğu genişçe satırların günümüzde 50, 100, 300-400 m yükseklik seviyelerinde bulunacak şekilde geniş sahalar kaplıyor olması (örn., Penck 1917; Chaput, 1936; Yalçınlar, 1949; Erol ve Nuttal 1972) morfolojinin deniz seviyesinde düzleşmesi yani bir satıl (peneplen) oluşumundan sonra Yalçınlar (1949) gibi araştırmacıların (örn., Penck, 1917) da belirttiği gibi epirojenik olarak devresellikler de gösterecek şekilde yükseldiğini veya bununla beraber bir pedimentleşmeyi düşünmemizi gerektirir. Erol (1969) bölgemizdeki yüksek denizel sekilerin varlığıyla ilgili haberlere, muhtemelen o zamanlarda müşahedeler bugünkü gibi artmış olmadığı için, şüpheyle yaklaşmakta fakat bugünkü morfoloji için nispeten yatay bir yapı üzerine akarsuların gömülmesi şeklindeki bir evrimi kabul etmektedir. Bugün, düşey seviye değışimlerine sebebiyet veren astenosfer dinamiği ile ilgili hadisenin (Komut vd., 2012) bununla ilgisi olduğu ve muhtemelen sıkça olmasa da devresellik gösterdiği düşünülmektedir. Bu devreselliğin Marmara Denizi ile Ege Denizi arasında hem set hem geçit görevi gören Çanakkale Boğazı

eşiğinin zaman zaman su geçişine izin vermemesine neden olmuş olması kuvvetle muhtemeldir. Komut ve Kapan (2020) yüksekte (100 m <) görülen denizel taraçalar mevzusunun östatik yani deniz hareketleriyle alakalandırılmayacağını, bunların ancak geniş bir sahanın (bölgesel), yer kabuğunun epirojenik hareketi ile yükselmesi yoluyla açıklanabileceğini belirtmiştir. Miyosen başlarında Marmara Denizi bölgesindeki yüksek alandan Karadeniz'e doğru gelişmiş bir pediment+penneplen düzleminden arta kalmış düzlükler (Arpat, 2017), geniş sahalar kapladığının belirtildiğini ifade ettiğimiz yükseltilmiş düzlüğün bir parçasına iyi bir misal olabilir.

Çeşitli çalışmalarda öne sürülen, Batı Anadolu'nun tamamını içerisine alan geniş alanları etkileyen yükselimin (örn., Arpat ve Bingöl, 1969; Arpat, 1976; Ardos, 1995) astenosferdeki yukarı yönlü konveksiyonun etkisi ile üzerindeki kabuğun kabarmasının etkisi ile gelişmiş olabileceği son zamanlarda birçok disiplinden destekleyici veri ile birlikte ele alınarak astenosferik konveksiyonun kabuğa etkilerinin nümerik termo-dinamik modellenmesi (Komut vd., 2012) ve izostatik denge esaslarına göre topoğrafyada bulunan anomalilerin yorumlanması (Komut ve Pürçek., 2021) yoluyla yapılan astenosfer-dinamiği ile ilgili çalışmalarla ortaya konmaktadır. Bu sayede, açıklanmayı bekleyen ve meşhur ve geçerli olduğuna genel kabul gören tektonik modellerle tutarsız durumda olan halbuki yerbilimsel veri ve birçok jeofizik anomali ile tutarlılık arz eden bu modellerle açıklanabilmektedir. Bölgenin tektonik aktivite açısından sakin oluşu ve yükselerek, adeta asılı kalmış penneplen morfolojisi göstermesi; tıpkı menderesli akarsuların gömülüp gömük menderesler oluşturması gibi, (1) geçmişte diri olan fayların oluşturduğu zayıflık zonu sitemini kullandıktan sonra (2) bunun üzerine akarsuların gömülüp ardından (3) bölge alçaldıktan sonra denizin bu akarsu vadisine intibak ederek (süperempose) bu kanalı bir deniz geçidi olarak kullanması ve yüksek sekilerin oluşması ve sonrasında (4) bölge bahsi geçen astenosferdeki jeoterm dengesizliğine büyük oranda bağı olan termo-dinamik güçlerle yükseldikçe daha da derinleşmiş menderesli değil de sert dönüşler yapan keskin kenarlardan oluşan bir boğazın ortaya çıkması şeklinde düşünülen bir gelişimle açıklanabilmektedir. Diğer taraftan eskiden faal olan fayların o zaman taze olan morfolojik ifadeleri erozyonla işlendiği için bugünkü ifadeleri yer yer tespit edilseler de silik olup ancak boğazın doğrusal gidişi veya Nara geçidinde olduğu gibi bıraktıkları zigzaglı makro izleri gözler önündedir. Buna paralel olarak, benzer genel ifade İstanbul Boğazı'nda (Boğaziçi) ve İstanbul Yarımadası'nın güneyindeki birbirine paralel uzanan vadilerde, mesela, Haliç, Küçükçekmece ve Büyükçekmece'de de görülür. Bu vadileri dolduran haliçler bunları açıkça işaretler. Bu haliçler Marmara çevresinde Çanakkale'de de dahil (örn., Sarı Çay) yaygın olarak gördüğümüz deniz yükselmesi ile boğulan vadilerdir (örn., Erguvanlı, 1957; Arpat, 1999). Kabukta ve birimlerde zayıflık teşkil eden önceden mevcut olan fakat şimdi ölü olan fay zonlarına ve bunlarla dikine kesişen benzeri yapısal çizgiselliklere akarsular uyabilirler (örn., Erol, 1969). Ancak bölgemizde bunların tekrar aktive olduklarına dair geçerli veriler bulunmamaktadır. Sonuç olarak, evet, Anadolu'da faylar çok yaygın olarak vardır ve boğazda da olabilirler, bu ölü faylar deformasyon zonları içerisinde kaldıklarında deprem de üretebilirler ancak bu şekilde deformasyon zonu içinde kalmasından dolayı ikincil özellikte değil de diri faylardan olup büyük deprem üretebilmeleri için aktif tektoniğin esas unsuru olmaları gerekir. Eldeki veriler dahilinde, boğazda mevcudiyetleri muhtemel fayların belki genç olsalar da diri olarak tanımlanabilmeleri mümkün değildir.

### **Yazar Katkıları**

Tolga Komut: Çalışma ve sunuş düzenini tasarlamış, tenkitli karşılaştırmalarla neticeleri çıkartıp yazmıştır.

Şebnem Önder: Sismik kesitleri incelemiş, kesitlerdeki stratigrafik ilişkileri ve yapısal unsurları tespit ve kontrol etmiştir.

Ebru Özcan: Literatürdeki fay modellerini ve sismik kesitleri CBS ortamında bir araya getirmiştir.

### **Çıkar Çatışması**

Yazarlar çıkar çatışması bildirmemişlerdir.

## Teşekkür

Yazarlar, yazıyı okuyup kritik ettiği için sayın Esen Arpat'a, şekillerin çizimindeki emeklerinden dolayı sayın Alper Demirci'ye, kritik hatlardaki sismik kesitlerin teminini sağlayan Türk Deniz Kuvvetleri, Seyir Hidrografi Oşinografi Dairesi (SHOD)'ne teşekkür eder. Önemli bir tartışma konusunu hakikate yaklaşan bir sonuca götürebilme girişimimizdeki motivasyonlarımızdan olan geleceğin bilim adamları ve tüm çocuklarımız için müteşekkirimiz.

## Kaynaklar

- Aktug, B., Nocquet, J. M, Cingöz, A., Parsons, B., Erkan, Y., England, P., Lenk, O., Gürdal, A., Kilicoglu, A., Akdeniz, H. ve Tekgül, A. (2009). Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: limits to block-like behavior. *Journal of Geophysical Research*, 114(B10), B10404. <https://doi.org/10.1029/2008JB006000>
- Aksu, A. E., Hiscott, R. N., Kostylev, V. E. Yaltrak, C. (2018). Organized patches of bioherm growth where the Strait of Dardanelles enters the Marmara Sea, Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 490, 325-346. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.11.010>
- Alpar, B., Yüce, H. ve Doğan, E. (1996). Gas-charged Late Quaternary sediments in strait of Çanakkale (Dardanelles). *Turkish J. Mar. Sci.*, 2, 155-169. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/jbme/issue/9884/122080>.
- Altunel, E., Meghraoui, M., Akyüz, H.S. ve Dikbas, A. (2004). Characteristics of the 1912 co-seismic rupture along the North Anatolian Fault Zone (Turkey): Implications for the expected Marmara earthquake. *Terra Nova*, 16, 198–204. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00552.x>
- Ardos, M. (1995). Türkiye Ovalarının Jeomorfolojisi, cilt 1, 2. baskı, Çantay Kitabevi, İstanbul. ISBN: 9757206032.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. ve Barka, A. (1999). Westward propagation of the North Anatolian Fault into the northern Aegean: Timing and kinematics. *Geology*, 27(3), 267-270. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0267:WPOTNA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0267:WPOTNA>2.3.CO;2)
- Arpat, E. ve Bingöl, E. (1969). Ege Bölgesi Graben Sisteminin gelişimi üzerine düşünceler. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 73, 1–10. Erişim adresi: <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/598965>
- Arpat, E. (1976). Doğal uzanım açısından Ege Denizinin jeolojik yapısı. *Yeryuvarı ve İnsan*, 1(4), 15-19.
- Arpat, E. (1999). Büyükçekmece ile Küçükçekmece (İstanbul) heyelanlarının genel özellikleri ve yaratıkları başlıca sorunlar: 52. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, 10-12 Mayıs 1999* (ss. 17-23). Ankara, Türkiye.
- Arpat, E. ve Şentürk, K. (2000). Marmara Denizi'nin gelişimi. *Marmara Denizi 2000 Sempozyumu, 11-12 Kasım 2000* (ss. 231-237). İstanbul, Türkiye. Erişim adresi: [http://tudav.org/wp-content/uploads/2018/04/marmara\\_2000.pdf](http://tudav.org/wp-content/uploads/2018/04/marmara_2000.pdf)
- Arpat, E., Herece, E., Komut, T. ve Şentürk, K. (2001). 1999 Kocaeli ve Düzce Depremlerine neden olan fayların Marmara Bölgesinin sismotektonik yapısı içindeki yerleri: 54. *Türkiye Jeoloji Kurultayı, 7-10 Mayıs 2001* (no: 54-29). Ankara, Türkiye.
- Arpat, E. ve Şentürk, K. (2003). İstanbul Yöresinin, Orta Eosen'den bu yana, jeolojik gelişiminin ana çizgileri: *İstanbul Jeolojisi Sempozyumu, 20-21 Aralık 2003* (ss. 39-48). Türkiye.
- Arpat, E. (2017). Erken Miyosen'de Marmara Denizi bölgesinden Karadeniz'e doğru yönelmiş bir akarsu sisteminin çökelleri: *İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu 5, Bildiriler Kitabı, 12-14 Mayıs 2017* (ss.73-83). İstanbul, Türkiye. Erişim adresi: [https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/f89154b003006a7\\_ek.pdf](https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/f89154b003006a7_ek.pdf)
- Avcıoğlu, M., Erginal, A. E., Kiyak N. G., Kapan-Yesilyurt S. ve Yiğitbaş E. (2013). A Preliminary note on depositional characteristics and optical luminescence age of a marine terrace, Strait of Canakkale, Turkey. *Journal of Coastal Research*, 29(1), 225-230. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00235.1>
- Aydaş, C., Engin, B., Kapan Yeşilyurt, S., Komut, T., Aydın, T. ve Paksu, U. (2015). Dose estimation kinetics and dating of fossil marine mollusc shells from Northwestern part of Turkey. *Applied Radiation and Isotopes*, 105, 72-79. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2015.07.053>
- Barka, A. A. ve Kadinsky-Cade, K., (1988). Strike-Slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7(3), 663-684. <https://doi.org/10.1029/TC007i003p00663>
- Baykal, O. ve Tarı, E. (2007). Kuzey Anadolu fayı'nın Batı Marmara bölümünün kinematığının GPS ölçmeleri

- ile belirlenmesi. TÜBİTAK ÇAYDAG projesi (103Y033). İstanbul, Türkiye.
- Bécel, A., Laigle, M., de Voogd, B., Hirn, A., Taymaz, T., Galvé, A., Shimmamura, H., Murai, Y., Lépine, J. C., Sapin, M. ve Özalaybey, S. (2009). Moho, crustal architecture and deep deformation under the North Marmara Trough, from the SEISMARMARA Leg 1 offshore–onshore reflection–refraction survey, *Tectonophysics*, 467, 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.022>
- Chaput, E. (1936). Voyages d'études géologiques et, géomorphologiques en Turquie. *Mém Inst. Français d' Archeol, d'İstanbul*, 202-204. Çev.: Türkiyede jeolojik ve jeomorfojenik tetkik seyahatleri. A. Tanoğlu, (1947), İstanbul Üniversitesi.
- Demirbağ, E. (1999). Sığ sismik veriler ile Çanakkale Boğazı'nın oluşumunun incelenmesi alt projesi. TÜBİTAK, Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği araştırma Programı, YDABÇAG-432/G. İstanbul, Türkiye.
- Dewey, J. F. ve Şengör, A. M. C., (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull*, 90(1), 84-92. Erişim adresi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1979\)90<84:AASRCM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1979)90<84:AASRCM>2.0.CO;2)
- Elmas, A. ve Meriç, E. (1998). The seaway connection between the Sea of Marmara and Mediterranean: tectonic development of the Dardanelles. *Int Geol Rev*, 40(2), 144-163. <https://doi.org/10.1080/00206819809465203>
- Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M. ve Ünay, E. (1998). Doğu Marmara bölgesinin Neojen – Kuvaternerdeki evrimi. *MTA Dergisi*, 120, 233-258. Erişim adresi: [https://dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/makaleler/tr/20150529152958\\_358\\_22756916.pdf](https://dergi.mta.gov.tr/dosyalar/images/mtadergi/makaleler/tr/20150529152958_358_22756916.pdf)
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H. ve Çan, T. (2018). Active fault database of Turkey. *Bull. Earthquake. Eng.*, 16, 3229–3275. <https://doi.org/10.1007/s10518-016-0041-2>
- English, T. (1902). Coal- and petroleum-deposits in European Turkey. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 58, 150-162. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1902.058.01-04.12>
- Ergin, M., Uluadam, E., Sarıkavak, K., Keskin, Ş., Gökaşan, E. ve Tur, H. (2007). Late Quaternary sedimentation and tectonics in the submarine Şarkoy Canyon, Western Marmara Sea (Turkey). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 291(1), 231–257. <https://doi.org/10.1144/SP291.11>
- Erguvanlı, K. (1957). Outline of geology of the Dardanelles. *Geological Magazine*, 94(1), 47-53. <https://doi.org/10.1017/S0016756800068291>
- Erol, O. (1969). Çanakkale Boğazı çevresinin jeomorfolojisi hakkında ön not. *Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, 2, 53-71.
- Erol, O. (1992). Çanakkale yöresinin jeomorfolojik ve neotektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları (TPJD) Bülteni*, 4(1), 147-165. Erişim adresi: <http://www.tpjd.org.tr/images/bultenler/pdf/aralik1992.pdf>
- Erol, O. ve Nuttal, C. P. (1972). Çanakkale yöresinin bazı denizel Kuvaterner depoları. *Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, 5-6, 27-91.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G. C. P., Meyer, B., ve Barka, A. (2003). Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors. *Geophysical Journal International* 154(1), 1-7. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01899.x>
- Gokaşan, E., Ustaömer, T., Gazioğlu, C., Yucel, Z. Y., Öztürk, K., Tur, H., Ecevitöglü, B. ve Tok, B. (2003). Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data. *Geo-Marine Lett.*, 23, 19–33. <https://doi.org/10.1007/s00367-003-0120-7>
- Gökaşan, E., Türker, A., Ustaömer, T., Özyalvaç, M., Tur, H., Birkan, H., Görüm, T., Hisarlı, T., Aydın, Ş., Batuk, F., Meriç, E., Ergin, M., Orbay, N., Ecevitöglü, B., Ersoy, Ş., Aysal, N., Ustaömer, A., Üçtaş, Z., Çılgın, O., Özturan, M., Öngen, S., Özkar Öngen, İ., Pınar, A., Caner, H., Çağlak, F., Sarı, E., Kırıcı-Elmas, E., ve Özmen A. (2008a). *Çanakkale Boğazı ve çevresinin jeolojik evriminin incelenmesi* (TÜBİTAK Projesi - 104Y024). İstanbul, Türkiye.
- Gökaşan, E., Ergin, M., Özyalvaç, M., Sur, H. I., Tur, H., Görüm, T., Ustaömer, T., Batuk, F. G., Alp, H., Birkan, H., Türker, A., Gezgin, E. ve Özturan, M. (2008b). Factors controlling the morphological evolution of the Çanakkale Strait (Dardanelles, Turkey). *Geo-Marine Lett.*, 28, 107–129. <https://doi.org/10.1007/s00367-007-0094-y>
- Gökaşan, E., Tur, H., Ergin, M., Görüm, T., Batuk, F. G., Sağcı, N., Ustaömer, T., Emem, O. ve Alp, H., (2010). Late Quaternary evolution of the Çanakkale Strait region (Dardanelles, NW Turkey):

- implications of a major erosional event for the postglacial Mediterranean-Marmara Sea connection. *Geo-Marine Lett.* 30, 113–131. <https://doi.org/10.1007/s00367-009-0166-2>
- Gökaşan, E., Görüm, T., Tur, H. ve Batuk, F. (2012). Morpho-tectonic evolution of the Çanakkale basin (NW Anatolia): evidence for a recent tectonic inversion from transpression to transtension. *Geo-Marine Lett.*, 32, 227–239. <https://doi.org/10.1007/s00367-011-0262-y>
- Görgün, E. ve Albora, A. M. (2017). Seismotectonic investigation of Biga Peninsula in SW Marmara region using steerable filter technique, potential field data and recent seismicity. *Pure Appl Geophys*, 174, 3889–3904. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1604-0>
- Görür, N. ve Okay, A. I. (1996). A fore-arc origin for the Thrace Basin, NW Turkey. *Geol. Rundsch.* 85, 662–668. <https://doi.org/10.1007/BF02440103>
- Görür, N. ve Elbek, Ş. (2013). Tectonic events responsible for shaping the Sea of Marmara and its surrounding region. *Geodinamica Acta* 26, 1–11. <https://doi.org/10.1080/09853111.2013.859346>
- Hochstaetter, F. (1870). Die geologischen Verhältnisse des östlichen Theiles der europäischen Türkei. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 20, 265-461. Erişim adresi: [https://opac.geologie.ac.at/wwwopacx/wwwopac.ashx?command=getcontent&server=images&value=JB0203\\_365\\_A.pdf](https://opac.geologie.ac.at/wwwopacx/wwwopac.ashx?command=getcontent&server=images&value=JB0203_365_A.pdf)
- Huang, L. ve Liu, C-Y. (2017). Three types of flower structures in a divergent-wrench fault zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(12), 10478-10497. Erişim adresi: <https://doi.org/10.1002/2017JB01467>
- İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirba, E., Ecevitolu, B. ve Görür, N. (2001). The North Anatolian Fault within the sea of Marmara: A new interpretation based on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186, 143–158. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00241-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00241-2)
- Kahle, H-G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K. ve Cross, P. (1998). The strain rate field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, 294 (3-4), 237-252. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00102-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00102-4)
- Kahle, H-G., Cocard. M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Barka, A. ve Veis, G. (1999). The GPS strain rate field in the Aegean Sea and Western Anatolia. *Geophysical Research Letters* 26(16), 2513-2516. <https://doi.org/10.1029/1999GL900403>
- Kahle, H-G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A. ve Veis, G. (2000). GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates. *Journal of Geophysical Research* 105(B10), 23353-23370. <https://doi.org/10.1029/2000JB900238>
- Kahle, H-G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A. ve Veis, G. (2000). GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates. *Journal of Geophysical Research* 105(B10), 23353-23370. <https://doi.org/10.1029/2000JB900238>
- Karabulut, H., Roumelioti, Z., Benetatos, C., Mutlu, A. K., Özalaybey, S., Aktar, M. ve Kiratzi, A. (2006). A source study of the 6 July 2003 (Mw 5.7) earthquake sequence in the Gulf of Saros (Northern Aegean Sea): Seismological evidence for the western continuation of the Ganos fault. *Tectonophysics*, 412(3-4), 195–216. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.09.009>
- Komut, T., Gray, R., Pysklywec, R. ve Göğüş, O. H. (2012). Mantle flow uplift of western Anatolia and the Aegean: Interpretations from geophysical analyses and geodynamic modeling. *Journal of Geophysical Research*, 117, B11412. <https://doi.org/10.1029/2012JB009306>
- Komut, T. ve Kapan, S. (2020). Çanakkale Boğazı, Özbek Denizel Sekisi oluşum yaşı için ESR tekniği ile bir ön değerlendirme. *Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 6(2), 253–263. <https://doi.org/10.28979/jarnas.844788>
- Komut, T. ve Pürçek, İ. (2021). Uplift of the western Anatolia and its relationship with crustal deformation. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(1722). <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08088-x>
- Komut, T. ve Baysal, R. (2022). Tuzla earthquake swarm in Turkey. *Acta Geophysica*, 70, 1037-1045. <https://doi.org/10.1007/s11600-022-00784-w>

- Kreemer, C. ve Chamot-Rooke, N. (2004). Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge. *Geophysical Journal International*, 157(3), 1377-1392. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02270>.
- Kurt, H., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ. (2000). Active submarine tectonism and formation of the Gulf of Saros, Northeast Aegean Sea, inferred from multi-channel seismic reflection data. *Mar. Geol.* 165(1-4), 13–26. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00005-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00005-0)
- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1979). The Hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1–42. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90131-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90131-8)
- Meriç, E., Avşar, N., Nazik, A., Yokeş, B., Ergin, M., Eryılmaz, M., Yücesoy-Eryılmaz, F., Gökaşan, E., Suner, F., Tur, H., Aydın, Ş. ve Dinçer, F. (2009). Çanakkale Boğazı'nın güncel bentik Foraminifer, Ostrakod, Mollusk topluluğunu denetleyen faktörler ile çökel dağılımının jeokimyası. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 52(2), 155-216.
- Mützenberg, S. (1997). Nature and origin of the thermal springs in the Tuzla area, Western Anatolia, Turkey: C. Schindler, M. Pfister (Ed.), *Active tectonics of Northwestern Anatolia–The Marmara Poly–Project* (301–320). Zürich. ISBN: 3728124257
- Nyst, M. ve Thatcher, W. (2004). New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. *Journal of Geophysical Research* 109, B11406. <https://doi.org/10.1029/2003JB002830>
- Okay, A. I., Tüysüz, O. ve Kaya, Ş. (2004). From transpression to transtension: Changes in morphology and structure around a bend on the North Anatolian Fault in the Marmara region. *Tectonophysics*, 391, 259–282. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.016>
- Oral, M., R. E., Reilinger, M., Toksöz, N., King, R. W., Barka, A. A., Kinik, I. ve Lenk O. (1995). Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. *Eos Transactions AGU*, 76(2), 9-11. <https://doi.org/10.1029/EO076i002p00009-01>
- Önder, Ş., Görür, N., Polonia, A. ve Gasperini, L. (2021). Fault-controlled gas escapes in the shelf sediments of the Saros Gulf, NE Aegean Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30(8), 862-881. <https://doi.org/10.3906/yer-2107-28>
- Pamir, H. N. (1938). İstanbul Boğazı'nın teşekkülü meselesi. *MTA Bülteni*, 13, 61-69.
- Penck, W. (1917). Bau und oberflächenformen der Dardanellenlandschaft: *Berlin, Zeitscher Gesellsch. Erdkunde zu Berlin*, 30-49.
- Perinçek, D. (2006). Marmara-Trakya havzalarının yapısal evrimi ve fayların zamansal gelişimi. *Gençjeo*, 3, 27-37.
- Perinçek, D. ve Karşlıoğlu, Ö. (2007). Çanakkale Boğazının oluşumu ve Kuvaterner yaşlı birimlerin dağılımında fayların kısmi rolü: 60. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri*, 16-22 Nisan 2007 (478-479). Ankara, Türkiye. Erişim adresi: [https://www.jmo.org.tr/resimler/ek-ler/56af13f4c4a6a4e\\_ek.pdf](https://www.jmo.org.tr/resimler/ek-ler/56af13f4c4a6a4e_ek.pdf)
- Philippon, A. (1898). Bosphorus und Hellespoud. *Geogr. Zeitschr*, 4, 16-26.
- Pfannenstiel, M. (1944). Die diluvialen entwicklungsstadien und die urgeschichte von Dardanellen, Marmarameer und Bosphorus. *Geol. Rundschau* 34, 342–434. <https://doi.org/10.1007/bf01803097>
- Pınar, N. (1943). Marmara Denizi havzasının sismik jeoloji ve meteorolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri, *Tabii İlimler Kısmı*, 5.
- Piña-Valdés, J., Socquet, A., Beauval, C., Doin, M., D'Agostino, N. ve Shen, Z. (2022). 3D GNSS velocity field sheds light on the deformation mechanisms in Europe: Effects of the vertical crustal motion on the distribution of seismicity. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 127, 1–25. <https://doi.org/10.1029/2021jb023451>
- Reilinger, R. ve McClusky, S. (2001). GPS constraints on block motions and deformations in western Turkey and the Aegean: Implications for earthquake hazards. T. Taymaz (Ed.), *Seismotectonics of the North-Western Anatolia- Aegean and Recent Turkish Earthquakes*, (ss. 14– 20). İstanbul Technical University, İstanbul, Türkiye. ISBN 975-97518-0-1
- Royden, L. H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during the continental collision. *Tectonics*, 12(3), 629–638. <https://doi.org/10.1029/92TC02641>



- Sağcı, N. (2009). *Çanakkale Boğazı Marmara Denizi çıkışında toplanan sığ sismik verilerin Değerlendirilmesi* (Yüksek Lisans Tezi), İstanbul Üniversitesi, İstanbul, Türkiye. Erişim Adresi: <https://tez.yok.gov.tr/UlusalTezMerkezi>
- Sakinç, M. ve Yaltrak, C. (1997). Güney Trakya sahillerinin denizel Pleyistosen çökelleri ve paleocoğrafyası. *MTA Dergisi*, 119, 43–62.
- Saner, S. (1985). Saros körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi, Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 1-10.
- Smith, A. D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Başaran, H., Jackson J. A., Kara, S. ve Şimşek, M. (1995). High resolution seismic profiling in the Sea of Marmara. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107(8), 923–936. Erişim Adresi: <https://web.itu.edu.tr/~taymaz/docs/1995-Smith-Taymaz-et-al-Marmara-GSA-Bulletin-1995.pdf>
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., Eski, S., Softa, M., Tepe, Ç., Özkaymak, Ç. ve Baba, A. (2018). Çanakkale–Ayvacık deprem fırtınasının (14 Ocak-20 Mart 2017) sismik kaynakları. *Eskişehir Teknik Üniversitesi Bilim ve Teknoloji Dergisi B- Teorik Bilimler*, 6, 1–7. <https://doi.org/10.20290/aubtdb.498805>
- Straub, C. ve Kahle, H. G. (1997). Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from repeated GPS measurements: C. Schindler ve M. Pfister (Ed.), *Active tectonics of Northwestern Anatolia–The Marmara Poly–Project* (417-447). Zürich, İsviçre. ISBN: 3728124257
- Straub, C., Kahle, H. G. ve Schindler, C. (1997). GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia. *Journal of Geophysical Research*, 102(B12), 27587-27601. <https://doi.org/10.1029/97JB02563>
- Şentürk, K. ve Karaköse, C. (1987). *Çanakkale Boğazı ve dolayının jeolojisi*. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü. Rapor No: 9333, Ankara.
- Taymaz, T., Jackson, J. ve McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106, 433–490. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb03906.x>
- Tüysüz, O., Barka, A. ve Yigitbaş, E. (1998). Geology of the Saros graben and its implications for the evolution of the North Anatolian Fault in the Ganos-Saros region, northwestern Turkey. *Tectonophysics* 293, 105–126. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00085-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00085-7)
- Ustaömer, T., Gökaşan, E., Tur, H., Görüm, T., Batuk, F. G., Kalafat, D., Alp, H., Ecevitoglu, B. ve Birkan, H. (2008). Faulting, mass-wasting and deposition in an active dextral shear zone, the Gulf of Saros and the NE Aegean Sea, NW Turkey. *Geo-Marine Lett.*, 28, 171–193. <https://doi.org/10.1007/s00367-007-0099-6>
- Yalçınlar, İ. (1949). Çanakkale Boğazı civarının jeomorfolojisi üzerine müşahedeler. *Türk Coğrafya Dergisi*, 11-12, 129-138.
- Yaltrak, C. (1996). Ganos Fay Sistemi'nin tektonik tarihi. *Türkiye Petrol Jeologları Bülteni (TPJD) Bülteni*, 8(1), 137–156.
- Yaltrak, C., Alpar, B. ve Yüce, H. (1998). Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (Northeastern Aegean Sea, Turkey). *Tectonophysics*, 300(1-2), 227–248. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00242-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00242-X)
- Yaltrak, C., Alpar, B., Sakinç, M. ve Yüce, H. (2000). Origin of the strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean-Marmara incursion. *Mar. Geol.* 164, 139–156. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00134-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00134-6)
- Yaltrak, C., Sakinç, M., Aksu, A. E., Hiscott, R. N., Galleb, B. ve Ulgen, U. B. (2002). Late Pleistocene uplift history along the southwestern Marmara Sea determined from raised coastal deposits and global sealevel variations. *Marine Geology*, 190(1-2), 283-305. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00351-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00351-1)
- Yılmaz, Y. (2003). Seismotectonics and geology of Troia and surrounding areas, Northwest Anatolia.: G. A. Wagner, E. Pernicka, H. P. Uerpmann (Ed.), *Troia and the Troad. Natural Science in Archaeology* (55–75). Springer, Berlin, Heidelberg. Erişim adresi: [https://doi.org/10.1007/978-3-662-05308-9\\_5](https://doi.org/10.1007/978-3-662-05308-9_5)
- Yılmaz, Y., Gökaşan, E., Erbay, A.Y. (2010). Morphotectonic development of the Marmara Region. *Tectonophysics*, 488, 51–70. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.05.012>