Turkish Studies *- International Periodical For The Languages, Literature and History of Turkish or Turkic*
Volume 9/2 Winter 2014, p. 1049-1069, ANKARA-TURKEY

MARMARA DENİZİ GÜNEY KIYILARINDA TEKTONİK AKTİVİTE İZLERİ HAKKINDA GENEL BİR DEĞERLENDİRME*

*Sümeyra KURT***
*Deniz EKİNCİ***

ÖZET

Türkiye'nin en aktif tektonik yapılarından Kezey Anadolu Fay'nın etki alanında bulunan ve son yıllarda meydana gelen büyük depremlerle ilgi odağı haline gelen Marmara Denizi, önemli aktif tektonik sahalardan birini oluşturmaktadır. Marmara Denizi'nin güneyi ve yakın çevresi fay hatları ile parçalanmış ve tektonik aktivite bakımından birinci derece deprem sahasıdır. Sahanın ortasında bulunan Erdek, Bandırma ve Gemlik körfezleri arasındaki çöküntü alanları halen gelişimi sürdürmektedir. Marmara Denizi'nin gelişimi Kuzey Anadolu Fay'ının karmaşık jeodinamik süreçleri kontrolünde ve bunun sonucunda farklı morfo-tektonik birliklerin biraraya gelmesiyle gerçekleştiğinden, denizin kıyı ve kıyı gerisi morfolojisi büyük ölçüde asimetriktir. Örneğin, güney kıyıları bir yandan en geniş kıyı düzlüklere sahipken, aynı zamanda da en yüksek kıyıları içeren morfolojik yükseklikllerden oluşmuştur. Sahadaki yerleşimlerin büyük bir bölümü kıyı düzlükleri üzerinde kurulduğundan, depreme bağlı çökme, zemin yenilmesi, tsunami ve deniz seviyesi yükselmesi riskleri altındadır. Marmara Denizi içerisindeki sırtlarda en son depremin 1509 yılında meydana geldiği tahmin edilmektedir. Bu sebeple özellikle Orta Marmara sırtı hakkındaki her türlü bilginin arttırılması gerekmektedir. Marmara Denizi sırtları yanısıra Marmara Denizi güneyindeki fay segmentlerinde kırılma stresinin arttığı belirlenmiştir. Günümüzden olasılıkla 3 bin yıl önce (Geç Holosen) yerel tektoniklerden etkilenen inceleme sahasının şimdiki topoğrafyası ve deniz tabanı morfolojisi bu son tektonik etkinliğin sonucudur. Bölgede izlenen normal fayların çoğunluğu aktiftir. Bütün bu hareketlerin sonucunda bölge günümüzdeki coğrafyasını kazanmıştır. Sahanın genç faylarla sınırlanması ve sismik hareketlilik ve deprem aktivitesine karşı çeşitli önlemlerin alınması gerekmektedir. Bu nedenle Marmara Denizi kıyılarındaki tektonik aktivite izlerinin bilinmesi ve izlenmesi gelecekte kayıp ve hasarlara yol açabilecek depremler için alınabilecek önlemler açısından önem taşımaktadır.

Anahtar Kelimeler: Marmara Denizi, Tektonik, Deprem, Fay, Güney Marmara Kıyısı

---

*Bu makale Crosscheck sistemi tarafından taranmış ve bu sistem sonuçlarına göre orijinal bir makale olduğu tespit edilmiştir.
** Dr. İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, El-mek: sumeyrakurt@hotmail.com
** Prof. Dr. İstanbul Üniversitesi Açık ve Uzaktan Eğitim Fakültesi, El-mek: ekincide@istanbul.edu.tr

GENERAL ASSESMENT ABOUT THE TRACES OF TECTONİC ACTIVITY ON THE SOUTHERN COASTS OF THE MARMARA SEA

ABSTARCAT

The Marmara Sea, located between the North Anatolian Faulting tectonic and the West Anatolian rift valley, which has been centre of focus with major earthquakes that have occurred in recent years, forms one of the significant active tectonic areas. The South of the Marmara Sea and its vicinity has been broken apart with fault lines and is a first degree earthquake zone in regard to tectonic activities. Rift valleys located between the gulfs of Erdek, Bandırma and Gemlik still continue their developments. On account of the fact that the development of the Marmara Sea takes place within the control of complex geodynamic processes of the North Anatolian Fault line and various morpho-tectonic accumulations that occur as a result of it, its sea coast and backshore are asymmetrical to a great extend. For instance, the south coast is consisted of morphological heights which on the one hand has the largest coast plains, and on the other hand contains the highest coasts. Owing to the fact that majority of the settlements in the area are located at the coastal plains, there are risks of subsidence, base failure, tsunami and sea level rise due to earthquakes. The last earthquake on the ridges within the Marmara Sea is presumed to have occurred in 1509. Thus, all types of information especially on Middle Marmara ridge must be increased. In addition to the Marmara Sea ridges, there is also detection of increases in the refracting stresses on fault segments at the south of the Marmara Sea. Present topography of study field which was affected by the local tectonics 3 thousand years ago (Late Holocene) with the current probabilities and the sea bed morphology are the results of this last tectonic activity. Most of the traceable regular faults in the region are active. As a result of all these activities, the region has obtained its present geography. It is essential to limit the area with young faults and take various precautions against seismic and earthquake activities. Hence, in order to reduce loses and damages of potential earthquakes to occur in future it is highly significant to know and monitor tectonic activities at the coast of the Marmara Sea.

Key Words: Marmara Sea, Tectonics, Earthquake, Fault, Suth Marmara Coast

1. GİRİŞ

Yerkabuğu sabit olmayan ve hareket halinde bir yapıya sahiptir. Yerkabuğunda yatay olarak bulunması gereken tortul tabakaların kıvrılmış, bükülmüş, kırılmış ve eğimlenmiş olarak uzanmaları bu hareketliliğin en belirgin delilleridir. Yerkabuğunda meydana gelen bu biçimsel bozulmalar, yerkürenin içinde güçlü basınçların varlığından kaynaklanmaktadır. (Hoşgören, 2010). Yerkabuğunda meydana gelen hareketler, yerşekillerinin oluşum ve gelişimleri üzderinde büyük etkiye sahiptir. Örneğin, jeosenklinallerde biriken kalın tortul depoların, orojenik hareketler sonucunda kıvrılıp ya da kırılıp yükselmeleriyle kıvrımlı dağlarla (antiklinal) bunların arasında oluk şeklindeki çukur alanlar (senklinaller) meydana gelmektedir. Kıvrılamayacak kadar sert olan

kısımların yan basınç ve gerilimlerle kırılmasıyla da faylar ve faylar boyunca yükselen bölümlerinde ise yerkabuğu blokları dağları (horstlar) oluşmaktadır (Hoşgören, 2010; Kurt, 2013).

Kıyısal bölgelerde meydana gelen ani ve dikey tektonik yükselmeler, kıyı çizgilerinin de dikey doğrultuda yer değiştirmesine ve kıyı jeomorfolojinin değişimine sebep olmaktadır. Tektonik hareketlerle kıyılarda meydana gelen yükselmelere bağlı olarak kıyı taraçaları oluşurken, tektonik alçalma, bükülme ya da eğilme durumunda ise kara yüzeyindeki şekiller deniz altında kalarak kıyı görünümü çizgisi değişmektedir. Bunların en belirgin örneği, Doğu Akdeniz kıyılarında M.S. 4. yüzyıl ortaları ile 6. yüzyıl ortalarında 200 yıllık bir dönemde meydana gelmiştir. Yunanistan, Türkiye, Suriye ve Lübnan'ın belirli kıyılarında tespit edilen yükselmiş kıyı çizgilerinden alınan örnekler üzerinde yapılan radyokarbon tarihlendirmeleri ve ayrıca tarihi kayıtlardan elde edilen sismik verilere göre bu dönemde Doğu Akdeniz'de en az 1500 km uzunluğunda bir alan Erken Bizans Tektonik Paroksizması adı verilen yüksek bir sismik aktiviteyle 0.5 ile 1 metre yükselmiştir. Bu sırada kıyı çizgisindeki maksimum yükselme de Girit Adası'nın güneybatı kenarında meydana gelmiştir. Buna sebep olan temel faktör olarak da Afrika plakası ile Ege-Anadolu mikroplakası arasındaki çarpışma gösterilmektedir (Lambeck, 1996, Erinç, 2001; Bekaroğlu, 2008).

Tektonik hareketlere bağlı olarak okyanus ve deniz sularında tsunami adı verilen büyük ve dev dalgalar da meydana gelmektedir. Liman dalgası anlamında olan tsunamiler, deniz ve okyanus tabanlarındaki çökmeler, toprak kayması, volkanik hareketler, depremler ve heyelanlar sonucunda oluşarak, su yüzeyinde büyük titreşim ya da kütle hareketleriyle kıyılarda büyük dalgalara yol açarlar. Bu sırada kıyılarda büyük hasarlar ve değişimler meydana gelmektedir (Gedik vd., 2005). Daha çok büyük deniz ve okyanuslarda oluşan bu dalgalar Marmara ve Karadeniz gibi iç denizlerde de meydana gelmektedir. Tarihsel verilerde Karadeniz'de 20'den fazla tsunami olduğu belirlenmiştir. Marmara denizinin tabanıyla ilgili son yıllarda yapılan çalışmalar sonucunda kıyıya yakın yamaçlarda önceden oluşmuş heyelanların varlığı da bunu doğrulamaktadır (Gedik vd., 2005; Cığızoğlu vd., 2007). Tarihsel verilere göre M.Ö. 1500 yılından günümüze kadar geçen 3500 yıllık süre içinde Türkiye kıyılarında 100'den fazla tsunami dalgası etkisinin olduğu belirlenmiştir (Alpar vd., 2005). 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi de bir kıyı bölgesi felaketi olarak tsunaminin son örneklerindendir. Bu deprem sırasında Marmara Denizi kıyılarında önceden doldurulan alanlar ve sığ kıyılar sular altında kalarak kıyı jeomorfolojisi değişmiştir (Şeker ve Kabdaşlı, 2002).

Türkiye, Avrupa ve Afrika levhalarının hareketi sonucu oluşan Alp orojenezi ile Hint-Asya levhalarının çarpışması sonucu oluşan Himalaya orojenezi arasında kalan Alp-Himalaya orojenik sistemin, Akdeniz bölümünde yer alan bir ülkedir. Bu yönüyle, tektonik olarak çok hareketli bir bölgede yer alan Türkiye'nin jeomorfolojik gelişiminde, tektonizma oldukça etkilidir (Erol, 1983; Erinç, 2001; Atalay, 2004).

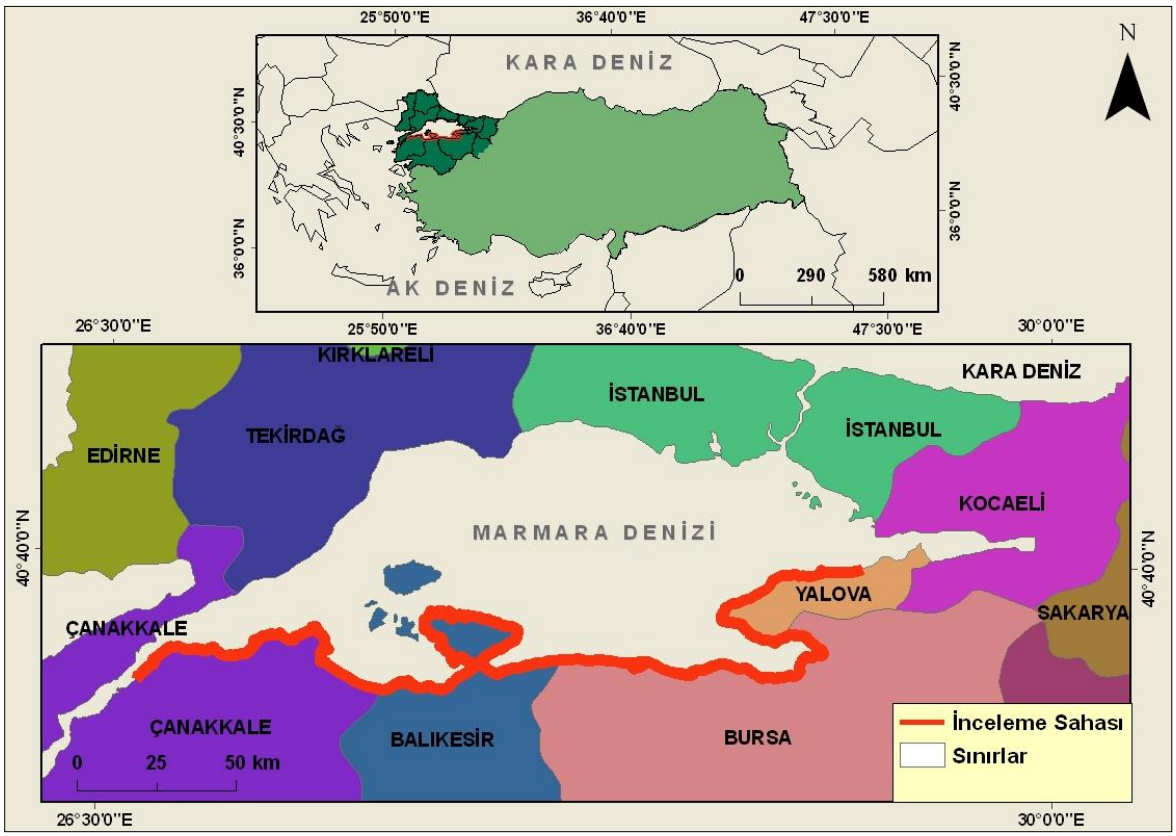
Afrika ve Arap levhalarının Avrasya levhasına doğru hareket etmesi Türkiye'deki tektonik hareketlerin oluşma sebebi olduğundan, Avrasya levhası ile Arap levhası arasında sıkışan Anadolu levhası batıya doğru hareket ederek faylanmalara sebep olmaktadır. Bu sırada, Bitlis-Zagros ve Kafkasya hattında çarpışma, Helenik (Girit) ve Kıbrıs yayında dalma olurken, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fayları boyunca da yanal atım şeklinde faylanmalar meydana gelmektedir. Örneğin, Doğu Anadolu fayında 25 km'lik bir atım oluştuğu belirlenmiştir. Bu alanda oluşan sıkıştırma sonucunda Orta Anadolu'nun bulunduğu levha da batıya doğru yılda 10–20 mm arasında hareket etmektedir. Batıya doğru hareket eden Kuzey Anadolu Fayı'nın yıllık hareketi sismik bulgulara göre 40 mm/yıl, jeolojik bulgulara göre ise 5 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Erol, 1983; Adatepe, 2000; Algan, 2000; Alpar, 2000; Gökaşan, 2000; Güneysu, 2000).

Anadolu'da bu tektonik hareketlenmeler meydana gelirken, Marmara Denizi ve yakın çevresi, Triyas Orojenezi, Tersiyer Alpin Orojenezi ve Geç Tersiyer yaşlı tektonik hareketler olmak üzere üç tektonik dönemde oluşmuştur. Triyas orojenezi döneminde öncelikle, birimler

metamorfizmaya uğrayıp, kıvrılarak deformasyon geçirmiştir. Daha sonra ise doğrultu atımlı faylanmalara bağlı olarak birimler kesilerek parçalanmıştır. Jeolojik birimlerin Neojen kayaları ile örtülmesi ya da Tersiyer yaşta dik eğimli fayların oluşması ise Erken Alpin orojenezi döneminde gerçekleşmiştir. Geç Tersiyer döneminde oluşan tektonik hareketler sonucunda ise faylarla sınırlandırılan, tektonik kökenli havzalar meydana gelmiştir (Güneysu, 2000; Erinç, 2001; Kurt, 2013). Bu çalışmada Marmara Denizi güney kıyılarında geçmişten günümüze meydana gelen tektonik aktivite izleri mevcut literatür ve yapılan arazi çalışmaları ışığında değerlendirilmiştir.

2. İNCELEME SAHASININ KONUMU

Coğrafi Koordinat Sistemi'ne göre, 26° 09' 49"–30° 22' 40" Doğu boylamları ile 40° 00' 00" - 41° 18' 45" Kuzey enlemleri arasında uzanan inceleme sahası, batıda Çanakkale Boğazı girişinde yer alan Çardak Feneri'nden başlayıp, doğuda Yalova-Çiftlikköy'de sona ermektedir. Bu iki nokta arasındaki kıyının uzunluğu yaklaşık 500 km'dir. 1/100000 ölçekli Türkiye topoğrafya paftasının H17, H18, H19, H20, H21, H22, G19, G21, G22 paftalarını kapsayan çalışma, idari birimler bakımından, Marmara Denizi'nin güneyindeki Çanakkale, Balıkesir, Bursa ve Yalova olmak üzere 4 ilin kıyılarında gerçekleştirilmiştir (Şekil 1).



Şekil 1. Lokasyon Haritası

3. MATERYAL VE METOD

Günümüzde mekânsal veri işlemede kullanılan birçok teknik vardır. Kıyılardaki değişimlerin belirlenmesinde; Aerofotogrametry (Havafotografı), Uzaktan Algılama (Remote Sensing) ve Lidar (Light Detection Ranging), GPS (Global Positioning System - Küresel

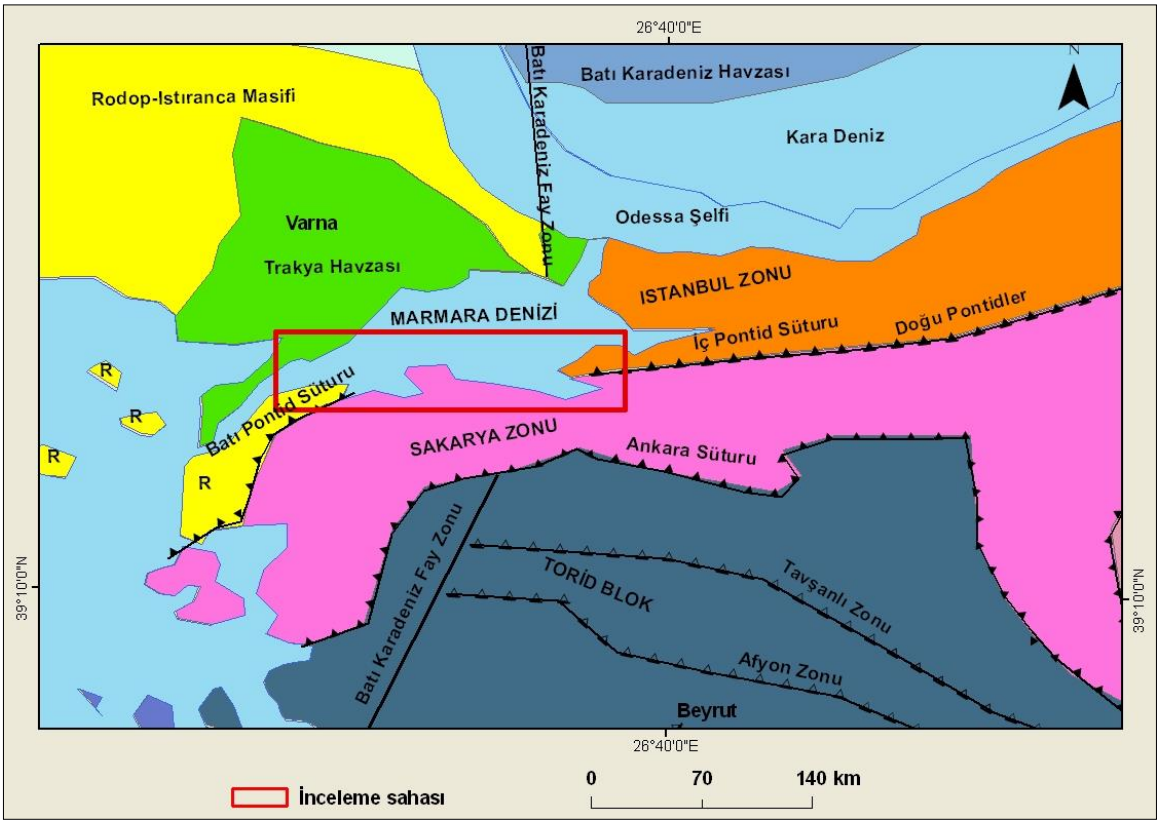
Konumlandırma Sistemi) ve Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) en yaygın olarak kullanılan tekniklerdir (Maiti ve Bhattacharya, 2009; Demirci, 2008). Bu tekniklerin kıyısal alanlarda kullanıldığı sistem, Kıyı Coğrafi Bilgi Sistemi (Coastal Geographic Information System) olarak adlandırılmaktadır.

İnceleme sahasına ait jeomorfolojik ve tektonik özelliklerin anlaşılmasında, sahanın jeolojik ve litolojik özelliklerinin bilinmesi ve anlaşılması son derece önemlidir. Bu nedenle bu çalışmada, sahaya ait litolojik birimlerin veya formasyonların, analiz işlemlerinde katman olarak kullanılması ve dağılış özelliklerin daha kolay ortaya koyulabilmesinden dolayı CBS tekniği kullanılmıştır.

Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüd Dairesi'nden elde edilen 17 adet 1/100000 ölçekli jeoloji haritası paftaları yüksek çözünürlükte JPEG formatında tarandıktan sonra, geometrik düzeltmeleri yapılıp (UTM, WGS 84, Zone 35N), sayısallaştırılarak CBS ortamında değerlendirebilmek ve analizini yapabilmek için hazır hale getirilmiştir. Veri girişi ve analizi işlemleri için ArcGIS 10 yazılımı kullanılarak haritalar oluşturulmuştur. CBS kullanılarak inceleme sahası ile ilgili olarak, lokasyon haritası, jeoloji haritası, fay haritası ve profiller oluşturulmuştur. Elde edilen veriler 2012 yılının farklı tarihlerinde yapılan arazi çalışmalarıyla değerlendirilmiştir.

4. BULGULAR

Marmara Denizi Güney kıyıları jeolojik açıdan, farklı yaş ve türde birbirlerine tektonik sınırlarla kenetlenmiş olarak duran formasyonlar arasında bulunmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şekil 2). Bu alandaki tektonik birlikler; İstanbul-Zonguldak Zonu, Istranca Masifi-Ergene Havzası (Pontidler), Sakarya Kıtası ve Armutlu-Almacık Zonu (İntra-Pontid Suturu) olarak adlandırılmıştır (Yılmaz vd., 1997; Görür vd., 1997; Şekil 2). Buna göre, batı ve kuzeybatıdan Ergene Havzası ve Istranca Masifi ile çevrilidir. Istranca Masifi İstanbul Zonu ile komşu olup, batı ve kuzeybatıdan Ergene Havzası'nın tortulları ile kaplıdır. Kuzeyde Üst Kretase yaşlı volkanitlerden oluşan Srednogora Zonu (Görür vd., 1997; Tüysüz, 1999), güneyinde, Sakarya Kıtası Zonu yer almaktadır. Sakarya Zonu'nun Jura öncesi temelini Kazdağı ve Uludağ masifleri ile tektonik ilişkide olan Permiyen–Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı oluşturmuştur (Bingöl vd., 1973; Okay vd., 1990).



Şekil 2. İnceleme sahasını etkileyen Neotektonik Birlikler

Karakaya Kompleksi birimleri Biga Yarımadası'nın doğusunda yaygın olarak bulunmaktadır (Yılmaz vd., 1997; Okay ve Göncüoğlu, 2004). Biga'nın hemen batısında ise Paleosen istifi yer alır. Bu alanda etrafı Neojen volkanitleri ve Eosen kumtaşları çevrilmiş olarak kireçtaşları yaklaşık 2 km genişliğinde bir alanda mostra verir. Biga'nın batısında kireçtaşı, kalsitürbidit, moloz akıntısı, grovak, bazalt ve çok sayıda iri kireçtaşı bloklarından oluşmuş Paleosen yaşında bir birim bulunmaktadır. Bu birimin de üzerinde uyumsuz bir şekilde Orta Eosen yaşlı Soğucak kireçtaşı gelmektedir (Efe, 1993; Yıkılmaz, 2002). Armutlu Yarımadası ile sınırlı bölgedeki diğer tektonik birlik ise Armutlu-Almacık Metamorfikleri'dir (Yılmaz vd., 1997). Batıda Gazhanedere Formasyonu'na ait çamur taşları, Oligosen ve Eosen temel birimlerini örtmektedir (Siyako vd., 1989; Yaltırak, 2002; Şekil 2, 5). Bunun da üzerinde Üst Miyosen yaşlı kıyı fasiyesinde çökelmiş masif kumtaşları (Kirazlı Formasyonu) bulunmaktadır. Biga Yarımadası'nda ve doğusunda aşınma nedeni ile Kretase yaşlı birimler genellikle korunmamıştır.

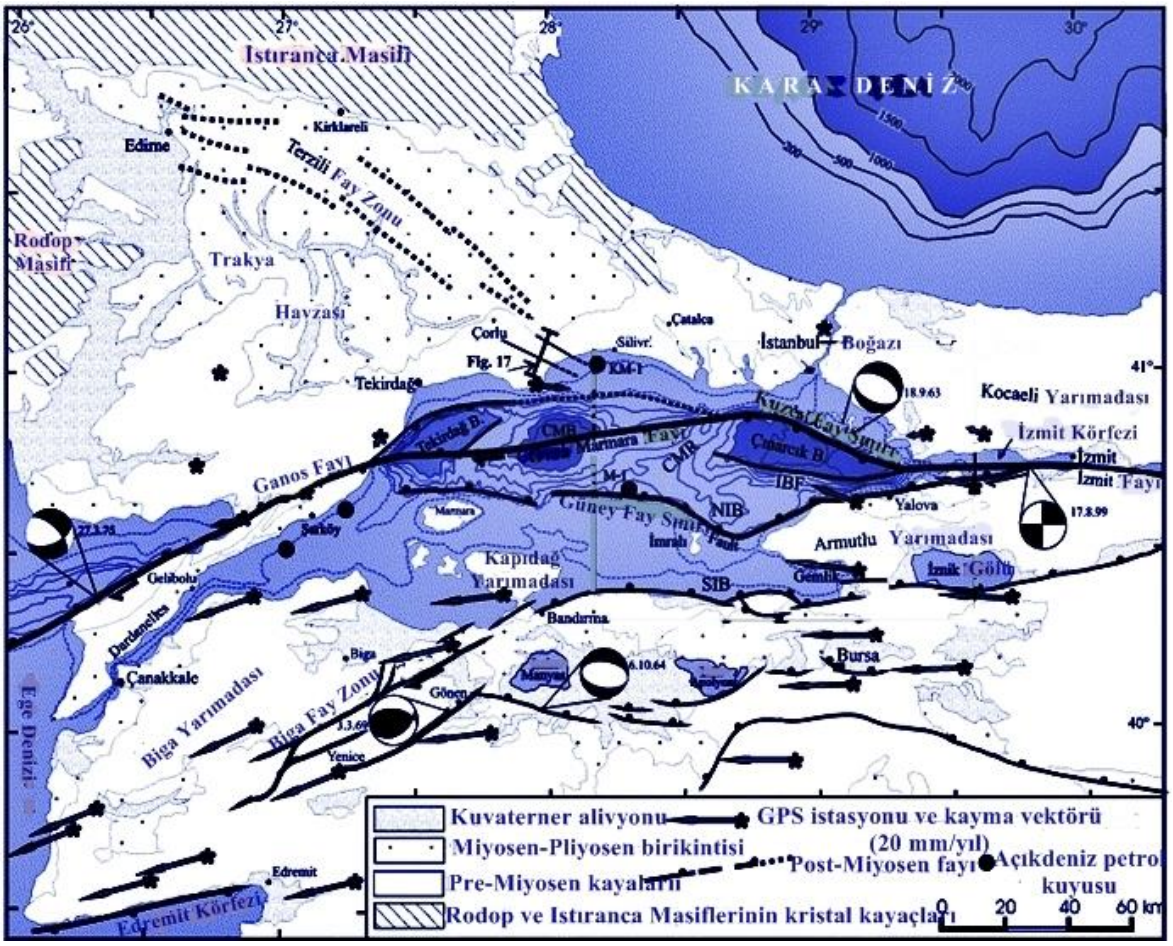
İnceleme sahası ve çevresinde, etkisi günümüze kadar devam eden Miyosen dönemi tektonik hareketlerinin çok önemli etkileri olmuştur. Rodop-Istranca Masifi ile Sakarya Zonu'nun Erken Eosen'de çarpışması sonucu tümüyle yükselen Marmara Denizi çevresi şiddetli bir aşınıma maruz kalmıştır. Orta Eosen'de başlayan ve Geç Eosen boyunca devam eden transgrasyon sonucunda oluşan derinleşme ve gerilme kuvvetlerinin etkisiyle, faylar boyunca volkanizma meydana gelmiştir (Efe, 1993). Bu dönemden sonra yaşanan yoğun volkanizma sonucu yeni bir tektonik hareketliliğin başlaması ise Erken Orta Miyosen'de gerçekleşmiştir. Bu sırada, Kuzey Anadolu Fayı da etkinlik kazanmıştır. Geç Miyosen dönemi başladığında, volkanizmanın durmasıyle, sığ denizel ve flüvyal klastikler kuzey kesimde çökelmişlerdir. Ancak, volkanizmanın etkisini, Üst Miyosen ile Alt Pliyosen'de kaybetmesine rağmen, tektonik hareketler oluşmaya

devam ettiğinden, Marmara Denizi'nin güneyinde yeni faylanmalar meydana gelmiştir. Bu kesimde, Kuvaterner başlarında bazı alanlarda çökmeler yaşanırken, bazı alanlarda da yükselmeler olmuştur. Tektonik oluşumlar arasındaki bu farklılık, aynı zamanda Ege ve Marmara Denizi'nin kıyı tipleri arasındaki önemli farklılığın da nedeni olmuştur. Ege Denizi'nde kıyılar graben yapılarını enine ya da çapraz keserken, Marmara Denizi kıyılarında kıyı çizgileri, yapısal çizgileri boğazlar gibi bazı su altında kalmış erozyon çukurları ya da bazı yerel faylar boyunca çapraz olarak kesmiştir (Erol, 1983; Efe, 1994).

Marmara Denizi, Anadolu levhasının doğudaki sıkışma rejiminden batıda gevşeme rejimine geçiş bölgesinde bulunduğundan karmaşık bir tektonik yapıya sahiptir. Erzincan'ın doğusundan başlayan ve Kuzey Anadolu boyunca ilerledikten sonra Marmara Bölgesi'ne ve oradan da Ege Denizi'ne ulaşan doğu-batı uzanımlı sağ-yanal atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun, levha hareketlerinden dolayı GPS verilerine göre yaklaşık 25 mm/yıl kaydığı tespit edilmiştir (Alpar, 2000).

Yerkabuğundaki bu hareketlilik, oluşumundan günümüze kadar hızlı ya da yavaş bir şekilde devam etmektedir. GPS (Küresel Pozisyon Sistemi) ölçümlerine göre, Arap Yarımadası her yıl 18±2 mm kuzeybatıya doğru ilerlerken Anadolu Yarımadası, Kuzey Anadolu Fayı boyunca senede 24±2mm, Doğu Anadolu fayı boyunca da senede 9±2 mm batıya hareket ettiği tespit edilmiştir. Bu sırada, Batı Anadolu ise yılda 30±1 mm güneybatıya hareket etmiştir. Bunun sonucunda, Kuzey Anadolu Fayı batı kesiminde kollara ayrılmış ve bu kollar boyunca, Pamukova düzlüğü ve kıyılarda, İznik Gölü, Gemlik Körfezi, İzmit Körfezi ve Marmara Denizi gibi çöküntü alanları meydana gelmiştir (Tüysüz, 2009; Şekil 3).

Doğuda Varto'dan başlayan Kuzey Anadolu Fay Zonu, batıda Ege Denizi'ne kadar 1350 km boyunca tepecikler, gölcükler, sırtlar, ötelenmiş dere yatakları ve sıcak su kaynakları meydana getirerek devam etmektedir. Sağ yanal doğrultu atımlı ve halen hareket halinde olan Kuzey Anadolu Fayı'nın bugüne kadar ölçülen toplam atımı ise 25–80 km arasında değişmektedir (Erol, 1983 Biricik, 2001). Güney Anadolu Fayı'nın Karlıova'daki kesişme noktasından Amasya'ya kadar kuzeybatı yönünde uzandıktan sonra Amasya ile Tosya arasında bir yay yaparak batıya yönelen KAF, Mudurnu'da, batıya doğru devam eden iki kola ayrılmıştır. Sapanca, İzmit ve Gölcük'ün kuzeyini izleyen kuzeydeki kol, Marmara Denizi'ne ulaşırken, Mürefte-Şarköy arasında Gelibolu Yarımadası'nı doğu batı yönünde keserek Saroz Körfezi'nde Ege Denizi'ne girmektedir. Orta kol ise Mudurnu'dan batıya doğru Geyve-Mekece-İznik Gölü'nü takip ederek Gemlik Körfezi'ne ulaşmaktadır. Gemlik-Bandırma arasında Marmara Denizi güney kıyılarını takip ederek Kapıdağ Yarımadası'nı karaya birleştiren kıstak üzerinden Erdek Körfezi, Gönen Çayı Deltası, Denizkent ve Karabiga'nın doğusuna kadar uzanmaktadır (Şekil 3). Daha sonra, Kocabaş (Biga) Çayı vadisi boyunca Çan ve Bayramiç üzerinden geçerek Ege denizine ulaşmaktadır. Orta koldan Edincik'in batısında ayrılan diğer kol ise Sarıköy İnova fayını oluşturmuştur. Bu kolun da güneyinde uzanan güney kol ise Sakarya, Geyve, Yenişehir, Bursa, Uluabat, Kemalpaşa, Manyas ve Gönen'e kadar doğu-batı doğrultusunda uzanarak bir süre devam ettikten sonra, Gönen Çayı vadisi boyunca Yenice, Pazarköy'ü de geçerek Edremit Körfezi'nde Ege Denizi'ne ulaşmaktadır. Her iki kolun da Biga Yarımadası'nda güneybatı yönünü izleyerek Ege Denizi'ne ulaştığı tespit edilmiştir. Ancak, bu fayın Biga Yarımadası'nda birçok segmentten meydana geldiği belirlenmiştir. Fayların genel uzanış yönleri ise GB-KD doğrultuludur (Erol, 1983; Adatepe, 2000; Algan, 2000; Alpar, 2000; Gökaşan, 2000; Güneysu, 2000; Şekil 3). Son zamanlarda Marmara Denizi ve çevresinde yapılan araştırmalara göre, bu fayın yakın bir zamanda kırılma ihtimalinin yüksek olduğu tespit edilmiştir (Tüysüz, 2009).



Şekil 3. Marmara Denizi ve çevresinin aktif tektonik haritası (Okay, vd., 2000'den değiştirilerek)

Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın etkinlik kazanmasıyla, Paleotektonik dönemden, Neotektonik döneme geçilerek yeni bir tektonik rejim başlamıştır (Şengör, 1979). Orta Miyosen sonunda başlayan ve günümüze kadar devam eden Neotektonik hareketlerin etkisiyle inceleme sahasının morfolojik yapısında, kuzeydoğu-güneybatı, doğu-batı, kuzey-güney yönlü yapısal hatlar, kuzeydoğu-güneybatı, doğu-batı, kuzeybatı güneydoğu yanal ve düşey doğrultulu faylanmalar, tali faylar, yanal basıncın etkisiyle tabakalarda kıvrım ve bindirmeler, tektonik yükselimler meydana gelmiştir. Bu sırada, topoğrafik diskordans, tektonik şev, akarsularda dirsek ve ötelenmeler, çizgisel vadiler, asılı vadiler, asimetrik sırt ve tepeler, basamaklanmış yamaçlar, asimetrik vadiler gibi birçok morfolojik şekiller oluşmuştur (Siyako vd., 1989; Şencan, 2007; Foto 1, 2).



Foto 1. Karabiga'nın Kuzeyindeki Asılı Vadi Tabanı. Tektonik yükselme sonucu değişen taban seviyesine göre akarsuyun granodiyoritler içinde vadisini yeniden kazması ve geriye-derine aşınmayla eski taban yukarıda kalmıştır.

Aktif tektonizma açısından çok genç bir alanda bulunan inceleme sahası, fay hatlarıyla kuşatılmış bir karakter gösterdiğinden, kırıklarla geçirgenliğin artmasına paralel olarak akarsularla taşınan malzemenin miktarı da artmıştır. Bu nedenle, inceleme sahası kıyılarında deltaların oluşum ve gelişimi de etkilenmiştir. Başlangıçta eğime bağlı olarak akışını sürdüren akarsular, Pliyosen ve Pleyistosen'de etkinliğini devam ettiren genç tektonik hareketlerin etkisiyle taban düzeyinin alçalmasına bağlı olarak, fay ve çizgiselliklere yerleşmişlerdir. Yüksek kesimlerden aşınan çökeller de tektonizmanın kontrolünde alçalan kesimlerde yığılarak tortulanmıştır. Örneğin; Biga Yarımadası'nda, Pliyosen-Kuvaterner dönemindeki genç tektonik hareketler (Kuzey Anadolu Fayı) ve ona bağlı diğer dislokasyonların etkisiyle çöken taban seviyesini Biga Çayı ve kollarının getirdiği alüvyonlar doldurmuştur. Bu nedenle, çevresindeki eğimli plato sahaları için yerel taban seviyesi durumundaki Biga Ovası aynı zamanda delta özelliği taşıyan bir ova durumundadır. Ancak, tektonik hareketler sonucu oluşan çökmelerle subsedans özelliği kazanması ve Kuzey Anadolu Fayı ile östatik hareketlerin etkisi sonucu taban seviyesinin değişmesi gibi nedenlere bağlı olarak, deltayik özellikte olmasına rağmen, denize doğru çıkıntı oluşturamamıştır. Bu ovanın Marmara Denizi'ne bağlandığı Karabiga kıyıları, çizgisel uzanan alçak kıyılar özelliğindedir (Ercan vd., 1998; Şencan, 2007; Foto 3).



Foto 2. Şistlerde görülen bindirmeler (Değirmencik Köyü kuzey kıyıları)

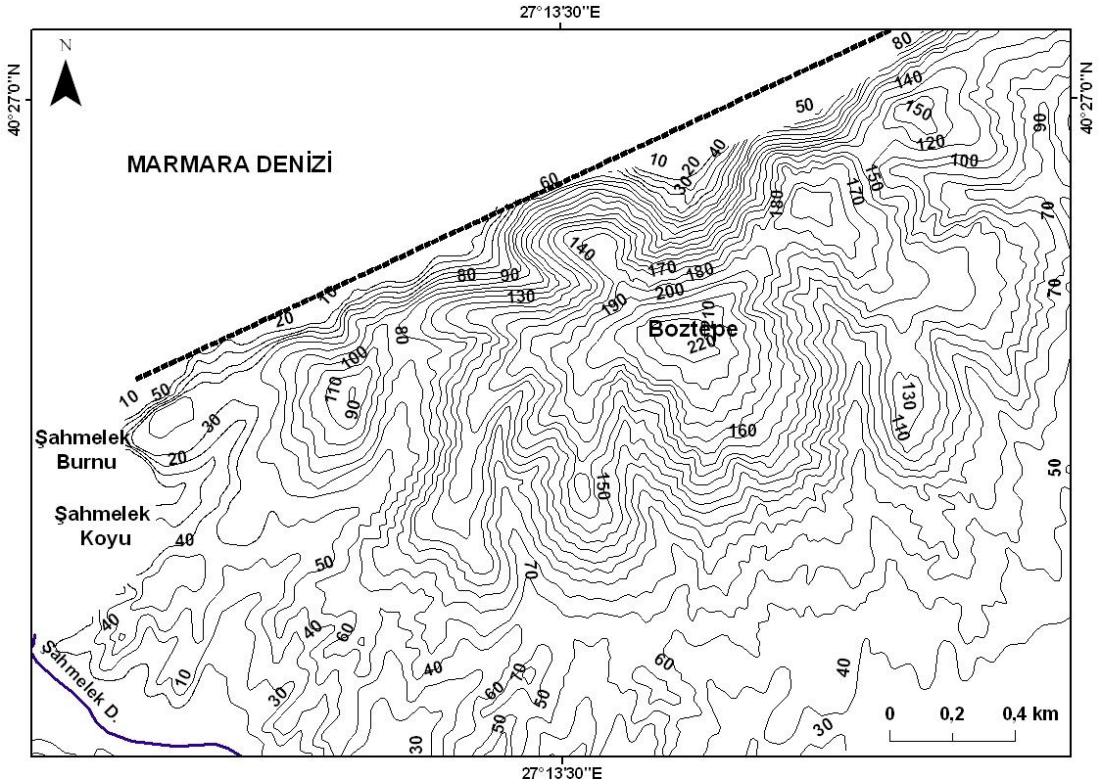


Foto 3. Kuzey Anadolu Fayı ile östatik hareketlerin etkisi sonucu denize doğru çıkıntı oluşturamayan Biga Ovası kıyılarının ortofoto görüntüsü ve fotoğrafları

Kuzey Anadolu Fayı'nın birçok kola ayrıldığı alanlardan birisi olan Biga Yarımadası'nın bugünkü morfolojik görünümü kazanmasında bu fay zonunun kollarının etkisi büyük olduğundan,

ana morfolojik yapıyı doğu-batı doğrultulu çöküntü alanları ile bunlar arasında yer alan yükselimler oluşturmuştur. Morfolojik yapıda, mağmatik ve metamorfik kayalar yüksek alanları oluştururken, genç çökeller ile volkanik kayalar, düzlük ve az engebeli alanları meydana getirmiştir (Şekil 4). Örneğin, sahadaki akarsulardan birisi olan Şahmelek Dere'nin doğusunda Boz Tepe (225 m)'yi denetleyen fayın güneye eğimlenmesi, Şahmelek Deresi'nin de güneye doğru yer değiştirmesine neden olmuştur. Bu sırada kuzey yamaçlarda granodiyoritler üzerinde 40-60 m yükseltilerde kayma yamacı taraçaları oluşmuştur (Şencan, 2007; Şekil 4).

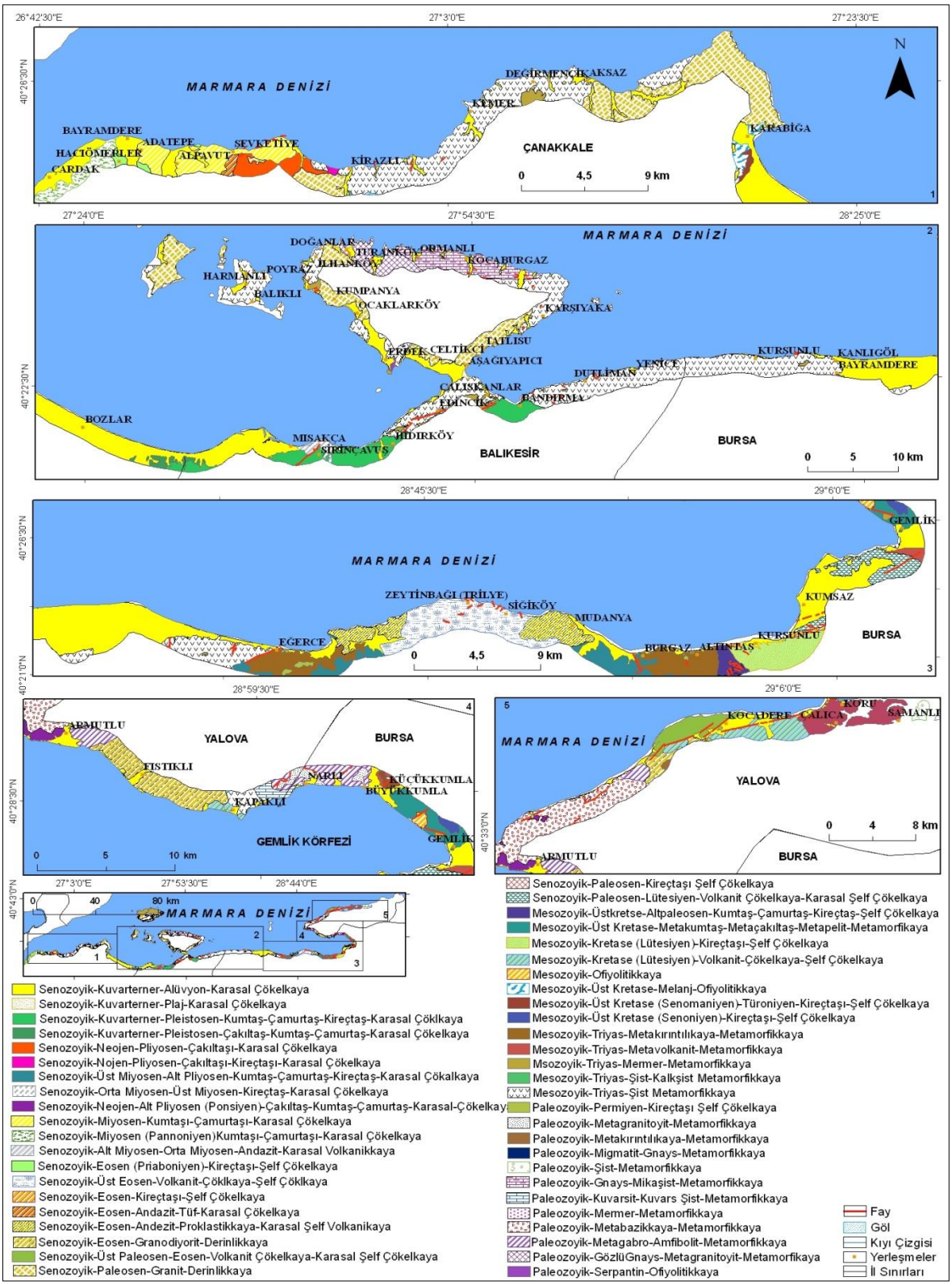
Pliyosen sonu tektonik hareketlerle Biga Çayı ve Biga Ovası'nın çökmesine neden olan kuzey ve güneydeki tektonik uzanımlar, ovanın oluşumunu kontrol ederek, çevresi için yerel taban düzeyi rolü oynamıştır. Akarsular ise gençleşmeye bağlı olarak değişen taban seviyesine göre, türbitid özelliği gösteren kumtaşı, şeyl ve marnlardan oluşan eğimli tabakaları yarmıştır. Örneğin, Kavak Dere simetrik ve dik eğimli olan her iki yamaçta da 130-140 m seviyelerindeki yüzeylerden vadiye doğru 50 m kadar platoya gömülmüştür. Aynı litolojik birimler içinde akarsuların yataklarını oluşturmuş olmaları, tektonizmanın morfoloji ve akarsu drenajını denetlediğini ortaya koymaktadır. Tektonik hareketler plato düzlüklerinde de farklı kademelerde seviye değişimlerine neden olmuştur. Örneğin, Üzerinde Tavşan Tepe (65 m) ve Koru Tepe (60 m)'nin bulunduğu yüzeyler, tektonizmaya bağlı deformasyonlar sonucunda 35° kuzeybatıya, 40° de güneydoğuya doğru sıkışmalı bir tektonik rejimin denetiminde antiklinal ekseni halinde eğimlenmiştir (Ercan vd., 1998; Şencan, 2007). Faylanmaların Gönen Çayı gibi akarsular ve deltalarının denize doğru gidiş yönünün değişmesi üzerinde de etkili olduğu tespit edilmiştir (Kazancı vd., 1997).



Şekil 4. Boztepe (225 m)'nin kuzeydoğu-güneybatı yönlü fayın denetimindeki asimetrik yamaçları (Şahmelek Deresi'nin kuzeyi).

İnceleme sahasının ortasında yer alan Kapıdağ Yarımadası da Türkiye'nin neotektonik gelişimi sırasında, Oligosen'de Kazdağı ve çevresinin yükselmesi, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Marmara Bölgesi'nde kuzey ve güney kollarına ayrılması ve Ege genişleme siteminin devreye girmesi gibi çeşitli tektonik olaylara maruz kalmıştır (Seyitoğlu ve Scott, 1991; Okay ve Satır, 2000; Yılmaz vd., 2000). Erdek Körfezi'nin güney kıyılarında da Pliyosen sonu ve Pleyistosen'de etkin bir tektonik aktivite meydana gelmiştir. Bu tektonik aktivite ile sağ yönlü doğrultu atımlı Edincik-Bandırma fayı gelişmiştir. Bunun sonucunda ise fayın kuzeyindeki Pliyosen havzanın topoğrafyası parçalanarak önce bloklu yapı özelliği kazanmış, ardından da bloklu yapının alçalmasıyla da Erdek Körfezi ortaya çıkmıştır (Cürebal, 1999). Armutlu-Bozburun'a kadar olan kıyı bölümü ise Oligosen-Miyosen dönemindeki hareketlerle başlayıp, Kuvaterner başlarında en yüksek seviyedeki yükselimlerle günümüzdeki şekline ulaşan ve büyük bir kısmı 400 m'yi aşan horst ve grabenler oluşmuştur. Bu dönemde, Armutlu Yarımadası horst şeklinde yükselirken, Gemlik Körfezi de graben şeklinde çökmüştür (Ardel 1943; Ardel, 1968; Kurt, 2013; Şekil 9).

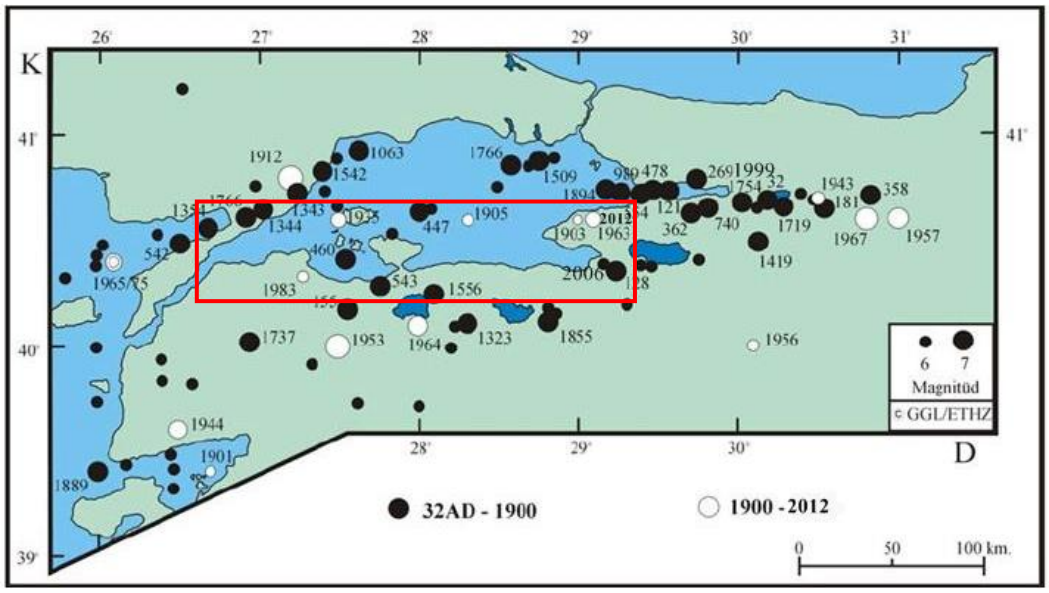
İnceleme sahasının doğusunda yer alan Gemlik Körfezi de Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolu üzerinde Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen döneminde gelişen fayların etkisiyle 11x36 km ebatında oluşmuş bir havzadır. Körfezin Güney kıyıları, fay denetimli morfolojik yapılardan oluşurken, kuzey sahilleri 20-30 m yüksekliğinde falezlerden ve bunları kesen kuzey-güney doğrultulu vadilerden meydana gelmiştir (Meriç vd., 2005). Gemlik Körfezi'nde, Marmara Denizi'ndeki çukurlarından 50 m derinlikteki bir sırt ile ayrılan ve KD-GB yönünde uzanan bir çukur yer almaktadır (Şekil 9). Bu çukur, karadaki dendiritik drenaj ağı özellikleri gösteren ve 70-80 m derinliğe kadar uzanan denizaltı vadileri ile yarılmıştır. Körfez'de bu çukurdan başka, karadaki faylar ile uyumlu ve bir kısmı körfezin oluşumunu denetleyen birçok fay da yer almaktadır. Bunlar, Armutlu Yarımadası'nın batısında KB-GD yönlü uzanan düşey bileşenli faylar, güney kıyı çizgisine paralel gelişen deniz içi fayları ve körfezin ortasından geçen doğu-batı doğrultulu faylardır (Şekil 3, 5). Deniz tabanında yer alan ve yaklaşık 3-4 m kalınlıktaki en üst birim ise son Akdeniz transgresyonundan sonra (12.000 yıl B.P.) çökelmiştir (Yaltırak ve Alpar, 2002; Kurt, 2013).



Şekil 5. Marmara Denizi Güney kıyılarının jeoloji haritası

Tektonizmanın morfolojik yapıyı denetlenmesi evreler halinde devam etmiştir. Fayların etkisiyle platolardaki seviye farklarına bağlı olarak oluşan taban düzeyi değişmeleri akarsuların aşındırma hızını etkilemiştir. Bunun sonucunda farklı yükselti kademelerinde aşınım yüzeyleri meydana gelmiştir. Birçok alanda ise akarsular, fay ve çizgiselliklere yerleşerek drenaj sisteminin değişmesine neden olmuştur. Genç tektonik hareketlerle plato alanları yükselirken, Biga ve Gönen, çaylarının havzalarının tabanları gibi akarsu havzalarının tabanlarının alçalmasına neden olmuştur. Taban seviyelerindeki değişimlere bağlı olarak Miyosen aşınım yüzeyleri yarılarak, geniş oluklu Miyosen vadileri içine tekne biçimli Pliyosen vadileri sokulmuştur (Yaltırak ve Alpar, 2002; Kurt, 2013).

İnceleme sahasında sık sık depremlerin meydana gelmesi de bu tektonik rejimin halen devam ettiğinin en önemli delilleridir (Efe, 1993). Erken Orta Miyosen'de etkinlik kazanan Kuzey Anadolu Fayının etki alanı içerisinde yer alan Marmara Denizi ve çevresinde fay hatlarına bağlı irili ufaklı birçok deprem oluşmuştur. Anadolu'yu doğu-batı doğrultusunda ikiye ayıran Kuzey Anadolu Fay Zonu aynı zamanda, Avrasya Levhası ile Anadolu Levhası arasındaki sınırı da oluşturduğundan, günümüze kadar bu sahada çok sayıda deprem de meydana gelmiştir (Şekil 6). Sahada hasar yapıcı ve yıkıcı depremler genellikle Gönen havzası içerisindeki Yenice-Gönen fayı üzerinde meydana gelmiştir. Yenice-Gönen fayının jeolojik özelliklerine göre, sıkışma rejiminin etkisi altındadır. Bu depremlerden 1953, 1969 ve 2003 depremleri Yenice-Gönen fayının kuzey kolu üzerinde oluşmuştur. Bu durum Güney Marmara Bölgesi'ndeki Kuzey Anadolu Fayı'nın güney kolunu oluşturan fayların her an hareket edebilecek kadar aktiviteye sahip olduğunu göstermesi bakımından büyük önem taşımaktadır. İnceleme sahasının önemli deprem sahalarından birisi de Armutlu Yarımadası'dır. KAF'ın iki kolu, yarımadanın kuzey ve güneyinden geçtiğinden yarımada, bu tektonik yapıların da etkisiyle oldukça aktif bir deprem sahasıdır. Depremlerin meydana gelmesinde genellikle sağ yönlü doğrultu atım gösteren faylanmalar ve kısmen normal ve ters faylanmaların etkili olması, sahanın karmaşık bir tektonik özelliğe sahip olduğunu göstermektedir. Yarımada'nın batı ucunda yer alan Gemlik'te 22.10.2006 tarihinde meydana gelen M_L=5.2 büyüklüğündeki deprem de sahadaki tektonik aktivitenin devam ettiğini göstermektedir (Selim vd., 2005; Tunç vd., 2011; Şekil 6).

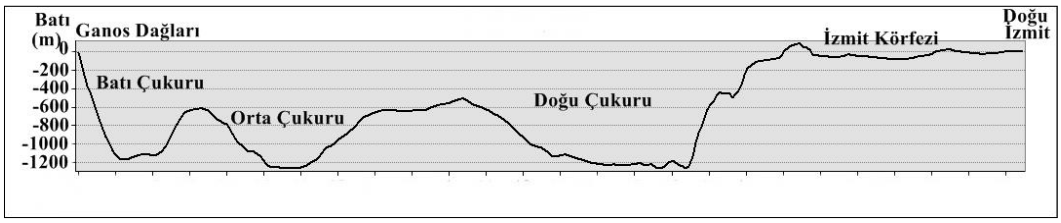


Şekil 6. İnceleme sahası ve çevresinde meydana gelen depremler (Selim vd., 2005)

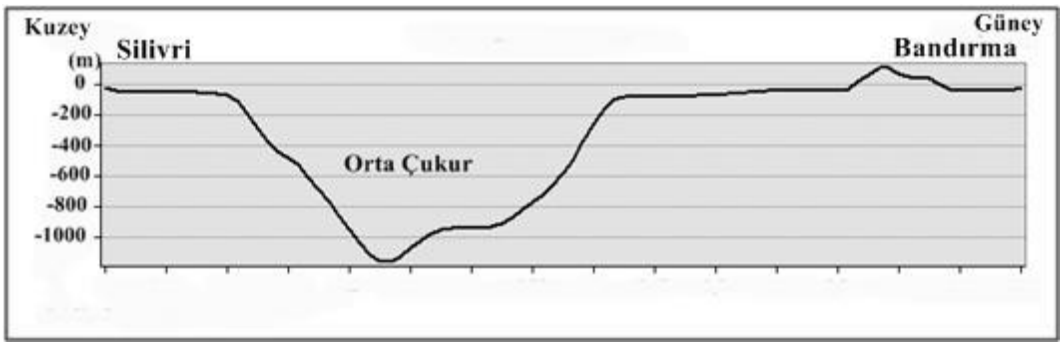
İnceleme sahasının ortasında yer alan Erdek Körfezi'nin güney kıyılarında Pliyosen sonu ve Pleyistosen'de etkin bir tektonik aktivite sonucunda ise sağ yönlü doğrultu atımlı Edincik-Bandırma fayı meydana gelmiştir. Bu kısa boylu fay hatları boyunca da günümüze kadar birçok deprem ve depreme bağlı deformasyonlar oluşmuştur (Cürebal, 1999; Şekil 3, 5, 6).

Tektonik aktivitelere bağlı olarak Gönen, Gemlik, Armutlu ve Yalova çevrelerinde jeotermal alanlar oluşmuştur. Armutlu Yarımadası üzerindeki termal sahalar, kuzeyde Yalova-Termal ve batı ucunda Armutlu'dadır. Bunların yüzey suyu sıcaklıkları 60°C-70°C'dir. Yarımada'nın güney ve doğusunda yer alan Gemlik, Keramet ve Soğucak'daki termal alanlarının sıcaklıkları 20°C-30°C civarındadır. Gönen havzasında ise kırık hatlar boyunca sıcaklığı 25°C-77°C arasında olan sıcak su kaynakları oluşmuştur (Tunç vd., 2011; Efe, 1993).

Marmara Denizi, morfolojik ve tektonik yapı özellikleri bakımından Kuzey Anadolu Fay (KAF) Zonu boyunca uzanan dört büyük denizaltı depresyonundan oluşmaktadır. Bunlar, Çınarcık (1238 m), Silivri (1390 m), Orta ve Tekirdağ (1112 m) çukurlarıdır (Şekil 7, 8). Derinlikleri 1100 m'den fazla olan bu depresyonlar, şelf bölgelerinden aşağıya kıta yamaçları ile inilen ve çevrelerine göre daha yüksek olan eşiklerle (sırt) ayrılmaktadır. Depresyon alanlarını birbirinden ayıran bu sırtlar, Marmara Denizi içerisinde -360 m ile -650 m derinlikler arasında yer alan önemli morfolojik birimlerdir. Diğerlerine göre daha geniş ve büyük olan, Çınarcık Çukuru, KAF'ın yaklaşık K45B yönlü Trakya-Eskişehir fayını kesmesi sonucu ötelenmenin etkisiyle açılmıştır (Alpar, 2000; Artüz, 2007). Kama görünümlü Çınarcık Çukuru, KB-GD yönünde ve 1150-1270 m arasında değişmektedir. Doğu baseni en fazla 2289 m derinlik ile aynı zamanda Marmara Denizi'nin de en derin noktasını oluşturmaktadır (Alpar, 2000; Algan 2000). Marmara Denizi'nde şelfin dış sınırı yaklaşık 100 m derinliğindedir. Şelf alanının bir bölümünü de İzmit, Gemlik, Bandırma, Erdek, Silivri ve Tekirdağ körfezleri oluşmuştur (Şekil 7, 8). Kıta şelf alanının genişliği Marmara Denizi Güney kıyıları boyunca 40 km'ye varan genişliğe sahip olmasına rağmen kuzey kıyılarda 10 km'dir.

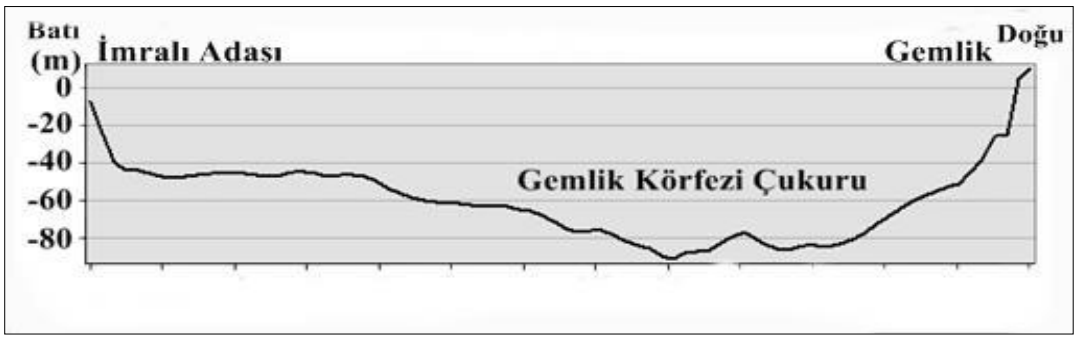


Şekil 7. Marmara Denizi'ndeki çukurluklar



Şekil 8. Marmara Denizi'nde Silivri-Bandırma arasının profili

Marmara Denizi güneyinde de Würm döneminde eski göl tabanları durumunda olduğu düşünülen birçok çukur alanın varlığı tespit edilmiştir. Bu çukurlardan en önemlisi -55 m ile -105 m arasında derinliğindeki Gemlik Körfezi çukurudur (Şekil 9). Marmara Adası ile Kapıdağ Yarımadası arasındaki çukurluk ve Bandırma Körfezi çukurları bu bölümdeki derinliği -50 m ve -70 m arasında değişen diğer önemli çukurlardır.



Şekil 9. Marmara Denizi'nde İmralı Adası – Gemlik arasının profili

Marmara Denizi, Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonun en aktif kuzey kolunun doğu-batı yönünde kat ettiği tektonik bir deniz alanı olduğundan mevcut fay çizgilerinin kıyıya paralel uzanması nedeniyle inceleme sahasında yüksek ve falezli kıyılar oluşmuştur. Doğu-batı doğrultulu Kuzey Anadolu Fayı sahanın kıyılarını etkileyerek, şelf sahasının daralmasına yol açmıştır. Bu nedenle özellikle fayların olduğu kesimlerde kıyılar tektonizmanın ve litolojinin kontrolünde gelişen faylı kıyılardır (Erol ve Şencan, 1996; Kurter, 2000).

Tektonik kıyılar, kıyıya paralel uzanan fay düzlemleriyle belli olmaktadır. Genç oluşumlu faylı kıyılarda dalga aşındırma düzlüğü yoktur. Falezler ise fay düzlemine karşılık gelen sözde falez şeklindedir. Sözde falezlerin üst kısımlarında asılı vadiler oluşmuştur (Hoşgören, 2010). İnceleme sahasında Erdek Körfezi'ne bakan kıyının gerisindeki kuzeydoğu-güneybatı yönünde asılı vadilerin yüksekte asılı kalmaları üzerinde Edincik fayı etkili olmuştur (Cürebal vd., 1998). Armutlu-Bozburun'a kadar olan kıyı bölümü ise büyük bir kısmı 400 m'yi aşan horst ve grabenlerden oluşmuştur. Bu oluşum, Oligosen-Miyosen dönemindeki hareketlerle başlamış ve Kuvaterner başlarında en yüksek seviyedeki yükselimlerle günümüzdeki şekline ulaşmıştır. Bu dönemde, Armutlu Yarımadası horst şeklinde yükselirken, Gemlik Körfezi de graben şeklinde çöktüğünden, Gemlik Körfezi'nde tektonik kırıklar boyunca uzanan kıyılar faylı kıyı özelliğindedir (Ardel, 1943, 1968; Şekil 3, 5).

İnceleme sahası kıyıları koy ve körfezlerin yoğunlukta olduğu oldukça girintili çıkıntılı bir yapıya sahiptir. Kıyıda tektonik alçalmaların etkili olduğu yerlerde koylar, yükselmelerin etkili olduğu kesimlerde ise burunlar mevcuttur. Paleozoik masifin önündeki İzmit Çukuru ile Doğu Çukuru, Kuvaterner'de meydana gelmiş çökme ve çanaklaşmalarla oluşmuşlardır. Buradaki kıyılar da bu tektonik olayların etkisiyle oluşmuşlardır. Örneğin; Armutlu Yarımadası'nın güneyinde yer alan Gemlik Körfezi böyle bir çukurlaşma sırasında meydana gelmiştir (İnandık, 1958; Ardel, 1960; Şekil 9).

İnceleme sahası kıyılarında tektonik ve östatik hareketler sonucu oluşan 2-3, 8-10, 15-20, 50-60 ve 80-100 yükseltilerdeki Pleyistosen deniz taraçalarının varlığı tespit edilmiştir (Erinç, 2001). Kıyı boyunca uzanan falezlerde meydana gelen ve yaklaşık 2-2,5 m kadar yükseklikteki falez çentikleri, deniz seviyesinin günümüzden daha yüksekte bulunduğunu göstermektedir. Yamaçları dalgalar tarafından aşındırılan kademe düzlükleri akarsular tarafından yarılarak uzun

sırtlar halinde denize doğru uzanmaktadır. Bu kademe seviyelerinin, Kuvaterner'de meydana gelen genç tektonik hareketlerin denetiminde kıyının yükselmesi ile birlikte yükselmiştir. İnceleme sahası kıyılarını etkileyen fayların varlığı bunun delili gibidir (Şencan, 2007; Şekil 3, 5).

5. SONUÇLAR

İnceleme sahasının bugünkü morfolojik özelliklerinin oluşmasında, Orta Miyosen sonunda başlayan ve günümüze kadar gelen neotektonik hareketler etkili olmuştur. Saha, güneyde Sakarya Zonu ile kuzeydeki Rodop-Istranca Masifi'ni ayıran kuşak üzerinde bulunmaktadır. Sakarya Zonu ile Rodop-Istranca Masifi'nin muhtemelen Erken Eosen sonunda çarpışmasıyla bölge bütünüyle yükselmiş ve aşınmıştır. Orta Eosen'de başlayan ve Geç Eosen boyunca devam eden transgrasyon sonucunda oluşan derinleşme ve gerilme kuvvetlerinin etkisiyle, faylar boyunca volkanizma meydana gelmiştir.

Sahada tektonizma ve östatik hareketlerin oluşturduğu taban seviyesindeki değişimler sonucunda belirgin seviye farkları oluşmuştur. 300-400 m'lerde Alt-Orta Miyosen aşınım yüzeyleri oluşurken 10-100 m'lerdeki kademe yüzeylerinin gelişiminde flüvyal süreçler etkili olmuştur, Sahanın daha çok kuzeye doğru eğimli olmasında ve da Pliyosen-Pleyistosen arasındaki tektonik hareketlerin önemli rolü olmuştur. Örneğin, jeomorfolojik oluşum ve gelişime göre akarsu drenajı ve vadi gelişimi, Pliyosen'de başlamış, Kuvaterner boyunca da gelişimine devam etmiştir. Pliyosen sonu-Kuvaterner başlarındaki tektonik hareketler sonucu ortaya çıkan yükselimler, akarsuların yana aşındırmasıyla meydana gelen yamaç taraçaları, menderesler, akarsuların geriye ve derine aşındırmasıyla ortaya çıkan genç yarılmalar gibi oluşumlar genç tektoniğin morfoloji üzerindeki etkilerini göstermektedir.

İnceleme sahasında birçok fay oluşmuştur. Bir kısmı doğu-batı, bir kısmı da güneybatı-kuzeydoğu doğrultusunda uzanmakta olan bu faylar, Kuzey Anadolu Fay (KAF) sistemine bağlı olarak oluşmuştur. Jeolojk tarihçe içerisinde meydana gelen bu faylar, inceleme sahası kıyılarda bulunan kayaçların farklı şekillerde kıvrılmasına ve kırılmasına da neden olmuştur. Kırıklarla geçirgenliğin artmasına paralel olarak akarsularla taşınan malzemenin miktarı da artmıştır. Bu nedenle, inceleme sahası kıyılarında deltaların oluşum ve gelişimi de etkilenmiştir. Başlangıçta eğime bağlı olarak akışını sürdüren akarsular, Pliyosen ve Pleyistosen'de etkinliğini devam ettiren genç tektonik hareketlerin etkisiyle taban düzeyinin alçalmasına bağlı olarak, fay ve çizgiselliklere yerleşmişlerdir.

Marmara Denizi güneyinde de Würm döneminde eski göl tabanları durumunda olduğu düşünülen birçok çukur alanın varlığı tespit edilmiştir. Bu çukurlardan en önemlisi -55 m ile -105 m arasında derinliğindeki Gemlik Körfezi çukurudur**.** Marmara Adası ile Kapıdağ Yarımadası arasındaki çukurluk ve Bandırma Körfezi çukurları bu bölümdeki derinliği -50 m ve -70 m arasında değişen diğer önemli çukurlardır.

İnceleme sahası ve yakın çevresi fay hatları ile parçalanmış ve tektonik aktivite bakımından birinci derece deprem sahasıdır. Sahanın ortasında bulunan Erdek, Bandırma ve Gemlik körfezleri arasındaki çöküntü alanları halen gelişimi sürdürmektedir. Sahanın genç faylarla sınırlanması ve sismik hareketlilik, deprem aktivitesine karşı çeşitli önlemlerin alınmasını zorunlu hale getirmiştir. Zemin tabiatına uygun dayanıklı binaların yapılması, su havzalarında deprem sonrası ortaya çıkabilecek olumsuz durumların takip edilmesi, Gönen, Armutlu ve Çınarcık kaplıcaları gibi sıcak su ve mineral içeren su kaynaklarındaki değişimlerin sürekli gözlenmesi, heyelan gibi kütle hareketlerinin ortaya çıkaracağı olumsuz etkilere karşı çalışmaların yapılması gerekmektedir. Marmara Denizi'ndeki olası depremlerin oluşturacağı dalga etkisinin hangi oranda olacağı, kıyıda bulunan yerleşmeleri etkileme durumu ve bölgenin deprem istasyon ağı kullanılarak sismik hareketliliğin daha yakından izlenmesi gibi önlemlerin alınması büyük önem taşımaktadır. Bunun

yanı sıra ovalık sahalarda tarımsal etkinlikler yapılmalı, anakayadan oluşan yamaç ve plato düzlüklerinde ise yerleşmeler kurularak faydalanılması gerekmektedir.

KAYNAKÇA

ADATEPE, M. F. "Marmara Denizi gravite ve manyetik özellikleri", Marmara Denizi'nin jeolojik oşinografisi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve işletmeciliği Enstitüsü, Editörler: Ertuğrul Doğan-Ajun Kurter, s. 78-112, İstanbul, 2000.

ALGAN, O. "Marmara Denizi'nin sedimentolojik ve jeokimyasal özellikleri ile paleoşinografisi", Marmara Denizi'nin jeolojik oşinografi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Editörler: Ertuğrul Doğan-Ajun Kurter, s. 392-472, İstanbul, 2000.

ALPAR, B. "Marmara Denizi depremselliği, Marmara Denizi sismik görünümü", Marmara Denizi'nin jeolojik oşinografi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Editörler: Ertuğrul Doğan-Ajun Kurter, s. 126-177, İstanbul, 2000.

ALPAR, B., U. KURAN, C. A. YALÇINER ve ALTINOK, Y. "Türkiye çevresi denizlerde depreşim dalgası oluşma olasılığı bulunan bazı bölgeler", TMH-Türkiye Mühendislik Haberleri Dergisi, 4 (2005), s. 33-37.

ARDEL, A. "Marmara Bölgesinin Güneydoğu havzalarının morfolojik karakterleri", Türk Coğrafya Dergisi, 2 (1943), s. 160-171.

ARDEL, A. "Marmara Bölgesi'nin yapı ve reliefi", Türk Coğrafya Dergisi, 20 (1960), 2-16.

ARDEL, A. "Türkiye Kıyılarının teşekkül ve tekâmülüne toplu bakış", Türk Coğrafya Dergisi, 24-25 (1968), s. 1-13.

ARTÜZ, L. M. "Bilimsel açıdan Marmara Denizi", Türkiye Barolar Birliği Yayınları, No: 119, kültür serisi: 2, Ankara, 2007.

ATALAY, İ. "Türkiye coğrafyası ve jeopolitiği", META Basım Matbaacılık Tesisleri, 2. Baskı, İzmir, 2004.

BEKAROĞLU, E. "A review on the elevated shorelines in the Eastern Mediterranean during the Late Holocene", Cografi Bilimler Dergisi, 1 (2008), s. 1-21.

BİNGÖL, E. B., Akyürek ve Korkmazer, B. "Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri", M.T.A., Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğler Kitabı, (1973), s. 70–77, Ankara.

BİRİCİK, S. A. "Marmara Denizi sualtı rölyefi ve Güney Marmara sahillerinde deprem, (Güney Marmara Bölümü mekânsal sorunlar ve çözümler)", 29.Coğrafya Meslek Haftası Bildiri Özeti Kitabı, Çanakkale, 2001.

CIĞIZOĞLU, H. K., A. HAYIR, İ. KILIN ve ŞEŞEOĞULLARI, B. "Kıyıdaki tsunami dalgası yüksekliğinde deniz tabanı heyelan hızının etkisi", 6. Ulusal Kıyı Mühendisliği Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, s. 157-164, İstanbul, 2007.

CÜREBAL, İ. A. KIZILÇAOĞLU ve SOYKAN, A. "Belkıs Tombolosu'nun jeomorfolojik ve uygulamalı jeomorfolojik özellikleri", Balıkesir Üniversitesi-Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi, 1(1998), s. 1-23.

CÜREBAL, İ. (1999). "Gönen Çayı (Tahirova) ile Edincik (Balıkesir) arasının kıyı kullanımı ve planlaması". İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Yayınlanmamış yüksek lisans tezi, İstanbul.

DEMİRCİ, A. "Öğretmenim için CBS (Coğrafi Bilgi Sistemleri)", Fatih Üniversitesi yayınları, s. 11-17, İstanbul, 2008.

EFE, R. (1993). "Biga Yarımadası Kuzeydoğusunda Armutçuk Dağları ile Biga ve Gönen çayları arasındaki çevrenin jeomorfolojisi", İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, doktora tezi, İstanbul.

EFE, R. "Biga Yarımadası'nda Neotektoniğin jeomorfolojik izleri", Türk Coğrafya Dergisi, 29 (1994), s. 209–242.

ERCAN, T., TÜRKECAN, A., GUILLOU, H., SATIR, M., SEVİN, D., SAROĞLU, F., "Marmara Denizi çevresindeki Tersiyer volkanizmasının özellikleri", MTA Dergisi, 120 (1998), s. 199-221.

ERİNÇ, S. "Jeomorfoloji II", Güncelleştirenler: Ertek A., Güneysu, C., Der Yayınları, 312-314, İstanbul, 2001.

EROL, O. "Türkiye'nin genç tektonik ve jeomorfolojik gelişimi", Jeomorfoloji Dergisi, 11(1983), s. 1-23.

EROL, O. ve ŞENCAN, A. "Çınarcık ve çevresinin jeomorfolojik etüdü", Marmara Coğrafya Dergisi, 1 (1996), s. 57-62.

GEDİK, N., E. İRTEM, ve KABTAŞLI, M. S. "Tsunaminin geçirimli kıyılardaki tırmanma yüksekliğinin deneysel incelenmesi", İTÜ Mühendislik Dergisi, 4 (2005), s. 3-12.

GÖKAŞAN, E. "Marmara Denizi'nin jeolojik özellikleri", Marmara Denizi'nin jeolojik oşinografi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Editörler: Ertuğrul Doğan-Ajun Kurter, s. 177-392, İstanbul, 2000.

GÖRÜR, N., M. N. ÇAĞATAY, M. SAKINÇ, M. SÜMENGEN, K. ŞENTÜRK, C. YALTIRAK, ve TCHAPALYGA, A. "Origin of the Sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary Paleogeographic Evolution of Its Frane", International Geological Rewiev, 39 (1997), pp. 342-352.

GÜNEYSu, C. "Marmara Denizi ve kıyılarının jeomorfolojik özellikleri", Marmara Denizi'nin jeolojik oşinografisi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve işletmeciliği Enstitüsü, Editörler: Ertuğrul Doğan-Ajun Kurter, s. 33-77, İstanbul, 2000.

HOŞGÖREN, Y. M. "Jeomorfolojinin Ana Çizgileri I", İstanbul, 2010.

İNANDIK, H. "Türkiye kıyılarına genel bakış", İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, 5 (1958), s. 63-66.

KAZANCI, N., Ö. EMRE, T. ERKAL, N. GÖRÜR, M. ERGİN ve İLERİ, Ö. "Güney Marmara deltaları: Kocasu ve Gönen Çayı deltalarının morfolojisi ve tortul yapısı", Güney Marmara Bölgesinin Neojen ve Kuvaterner evrimi, YDABÇAG 426/G, Ankara, 1997.

KAZANCI, N., Ö. EMRE, T. ERKAL, Ö. İLERİ, M. ERGİN ve GÖRÜR, N. "Kocasu ve Gönen Çayı deltalarının (Marmara Denizi) güncel morfolojileri ve tortul fasiyesleri", MTA Dergisi, 121 (1999), s. 33-50.

KURT, S. (2013), "Marmara Denizi güney kıyılarının jeomorfolojisi", İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı, Yayımlanmamış Doktora Tezi, İstanbul.

KURTER, A. "Marmara Denizi coğrafyası, Marmara Denizi'nin jeolojik oşinografi", İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Editörler: Ertuğrul Doğan-Ajun Kurter, s. 29-30, İstanbul, 2000.

LAMBECK, L. "Sea-Level Change and Shore-Line Evolution in Aegean Greece since Upper Palaeolithic Time, Research school of Earthsciences", Australian Nalional University, Canberra ACT 0200, Australia, 1996.

MAİTİ, S. K. ve BHATTACHARYA, A. "Shoreline change analysis and its application to prediction: a Remote Sensing and statistics based approach", Marine Geology, 257 (2009), pp. 11-23.

MERİÇ, E., N. AVŞAR, A. NAZİK, B. ALPAR, B. YOKEŞ, F. İ. BARUT ve ÜNLÜ, S. "Gemlik Körfezi yüzey çökellerinin foraminifer, ostrakod ve mollusk faunası", foraminifer kavkılarında gözlenen morfolojik anomaliler ile bölgenin sedimentolojik, hidrokimyasal ve biokimyasal özellikleri, MTA Dergisi, 131 (2005), s. 21-48.

OKAY, A. İ., M. SİYAKO, BÜRKAN, K. A. "Biga Yarımadası'nın jeoloji ve tektonik evrimi", Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni Bülteni, 2 (1990), s. 83-121.

OKAY, A. Satır, M. "Coeval plutonism and metamorphism in a latest oligocene metamorphic core complex in Northwest Turkey", Geological Magazine, 137 (2000), pp.495-516.

OKAY, A. I. A. KAŞLILAR-ÖZCAN, C. İMREN, A. BOZTEPE-GÜNEY, A. Demirbağ ve KUŞÇU, İ. "Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, Northwest Turkey: A Multichannel Seismic Reflection Study", Tectonophysics, 321 (2000), s. 189-218.

OKAY, A. İ. ve GÖNCÜOĞLU, M.C. "Karakaya Complex: a Review of Data and Concepts", Turkish Journal of Earth Sciences, 13 (2004), pp. 77–95.

SELİM, H. H. EYİDOĞAN, H. ve TÜYSÜZ, O. "Güney Marmara Bölgesi'nde tarihsel ve aletsel dönemlerde oluşan depremlerin sismolojik ve jeolojik incelemesi", Deprem Sempozyumu, 23-25 Mart 2005, Kocaeli.

SEYITOĞLU, G. ve SCOTT, B. "Late Cenozoic Crustal Extension and Basin Formation in West Turkey", Geological Magazine, 128 (1991), s. 155-166.

SİYAKO, M., K. A. BÜRKAN, ve OKAY, A. İ. "Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları", Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni Bülteni, 1(1989), s. 183-199.

ŞEKER, Z. D. ve KABDAŞLI, S. M. "Kıyılardaki doğal felaketler için risklerin CBS ile analizi ve risk haritalarının üretilmesi", Selçuk Üniversitesi Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Öğretiminde 30. Yıl Sempozyumu, 16-18 Ekim, 2002, Konya.

ŞENCAN, A. (2007), "Biga Çayı batı kesiminin jeomorfolojisi", İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı, Doktora Tezi, İstanbul.

ŞENGÖR, A. M. C. "The North Anatolian Transform Fault: its Age, Ofset and Tectonic Significance", Journal of the Geological Society, 136(1979), pp. 269-282.

ŞENGÖR, C. M. A. ve YILMAZ, Y. "Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, Tectonophysics, 75 (1981), pp. 181-241.

TUNÇ, B., D. ÇAKA, S. IRMAK, S. TUNÇ, H. WOİTH, Ş. BARIŞ, M. F. ÖZER, B. LÜHR, E. GÜNTHER, H. GROSSE ve ZSCHAU, J. "Armutlu Sismik Ağı (Arnet) ve Armutlu-

Yalova-Gemlik çevresinin Tektonik özellikleri", Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, ODTÜ, Ankara, 2011.

TÜYSÜZ, O**.** "Geology of the Cretaceous sedimentary basins of the Western Pontides", Geological Journal, 34 (1999), pp. 75-93.

TÜYSÜZ, O. (2009). "Marmara Denizi", İTÜ "Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, http://www.yerdurumu.org/makaleler/documents/marmara_denizi.asp, Erişim Tarihi: 09 Ocak 2012.

WEB: http://www.karabiga.com/index.php?s=11, Erişim Tarihi: 14 Ocak 2013.

YALTIRAK, C., ve B. ALPAR "Evolution of the NAF Middle Segment and Shallow Seismic Investigation of the Southestern Sea of Marmara (Gemlik Bay)", Marine Geology, 190 (2002), pp. 307-327.

YALTIRAK, C. "Tectonic Evolution of the Marmara Sea And Its Surroundings", Marine Geology, 190 (2002), pp. 493–529.

YIKILMAZ, M. B., I. A. OKAY ve ÖZKAR, İ. "Biga Yarımadası'nda Pelajik bir Paleosen istifi", MTA Dergisi, 123-124 (2002), s. 21-26.

YILMAZ, Y., O. TÜYSÜZ, E. YİĞİTBAŞ, C. GENÇ ve ŞENGÖR, A. M. C. "Geology and Tectonic Evolution of Pontides, in Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region (Ed. A. G. Robinson)", AAPG Memoir, 68 (1997), pp. 183–226.

YILMAZ, Y., C. Ş. GENÇ, F. GÜRER, M. BOZCU, K. YILMAZ, Z. KARACİK, Ş. ALTUNKAYNAK ve ELMAS, A. "When Did the Western Anatolian Grabens Begin to Develop?", Geological Society, Special Publications, 173 (2000), s. 353-384.